Földtani Közlöny

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 130. No. 4.

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Budapest, 2000

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata

Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 130. No. 4.

Budapest
ISSN 0015-542X

Főtámogató
MOL Magyar Olaj- és Gázipari Rt., Budapest

Sponsors
MOL Hungarian Oil and Gas Co., Budapest

Támogatók
Magyar Földtanért Alapítvány
Műszaki és Természettudományi Egyesületek Szövetsége
Primagáz-Hungária Rt., Budapest
Pro Renovanda Cultura Hungariae Alapítvány

Foundation for the Geology of Hungary
Federation of Technical and Scientific Societies, Hungary
Primagáz Hungária Industrial Co. Budapest
Pro Renovanda Cultura Hungariae Foundation

A kéziratokat az alábbi címre kérjük küldeni

PIROS Olga, 1443 Budapest, Pf. 106.

Manuscripts to be sent to

Olga PIROS, 1443 Budapest, P.O. box 106.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in **GeoRef** (Washington) **Pascal Folio** (Orleans) **Zentralblatt für Paläontologie** (Stuttgart), **Referativny Zhurnal** (Moscow) and **Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató** (Budapest)

Földtani Közlöny 130/4, 585–610 (2000) Budapest

Radioaktív hulladékok elhelyezésének szeizmotektonikai problémái

Seismotectonic problems of radioactive waste disposal

BADA Gábor[1] – HORVÁTH Ferenc[1] – TÓTH László[2] – TÓTH Tamás[1]

(12 ábra)

Key words: seismotectonics, earthquake, fault mechanics, waste disposal
Tárgyszavak: szeizmotektonika, földrengés, aktív törés, kőzetfeszültség, hulladéktároló

Abstract

We present a study that addresses the seismicity and tectonic problems of the site selection of radioactive waste depositories. First a brief summary on the legal aspects of the issue and the definition of several basic seismotectonic terms are provided. Then the present-day tectonics and geodynamics of the Pannonian basin and its wider geological environment are discussed. The principal aim of the paper is to assist current investigations on the site selection of a proper and safe radioactive waste depository in Hungary.

Due to a change of the tectonic regime started at the end of the Pliocene, the crust of the Pannonian basin system is intensely deforming at present time. Considerable tectonic stresses are being accumulated and released either by the large-scale folding of the lithosphere associated with late-stage subsidence anomalies or by active faulting represented by earthquake activity. Several active faults are identified by means of ultrahigh resolution seismic profiling and microseismic monitoring. The lack of large magnitude earthquake events ($M_L \geq 6$) indicates the low rheological strength of the hot Pannonian lithosphere on one hand and the frequent occurrence of pre-existing fractures in its rigid basement on the other hand.

Site selection of waste depositories is strongly influenced by the tectonic stability of the area. At the end of our study a summary is given on the primary elements and methodology of the estimation of tectonic stability through a set of simple rock mechanic calculations.

Manuscript received: 7 12 1999

Összefoglalás

A radioaktív hulladéktárolók telephelyének kiválasztására vonatkozó hazai és nemzetközi jogi szabályozás rövid áttekintése, valamint néhány fontosabb szeizmotektonikai fogalom definíciójának ismertetése után a Pannon-medence jelenkori tektonikai viszonyait tárgyaljuk. A bemutatott adatok és következtetések a nukleáris hulladékok hazai elhelyezésének tektonikai és szeizmológiai problémáinak elemzéséhez és megoldásához nyújthatnak elméleti hátteret.

Tanulmányunkban kimutatjuk, hogy a pliocén korszak végén elkezdődött szerkezeti stílusváltás következtében hazánk földkérge napjainkban is intenzíven deformálódik. A Pannon-medencében jelenleg is jelentős tektonikus feszültségek halmozódnak fel. Ezek részben a litoszféra nagyléptékű meghajlása, részben pedig vetődések létrejötte és reaktiválódása útján szabadulnak fel. Nagyfelbontású folyóvízi szeizmikus szelvények, valamint a mikroszeizmikus megfigyelő hálózat

[1] ELTE Geofizikai Tsz. 1083 Budapest, Ludovika tér 2, e-mail: bada@vackor.elte.hu
[2] MTA Geodéziai és Geofizikai Kutató Intézet, 1112 Budapest, Meredek u. 18.

által gyűjtött és a történelmi földrengés adatok segítségével több aktív törésvonal vált azonosíthatóvá. A nagy magnitúdójú ($M_L \geq 6$) rengések hiánya egyrészt a teljes litoszféra alacsony reológiai szilárdságának, másrészt a rideg aljzat nagymértékű töredezettségének tudható be.

A radioaktív hulladékok biztonságos elhelyezésére kijelölt területek tektonikai stabilitása alapvető fontosságú. Dolgozatunk végén a stabilitás főbb tényezőit és azok vizsgálatának fontosabb módszertani elemeit tekintjük át egyszerű kőzetmechanikai számítások alapján.

Bevezetés – nemzetközi és hazai jogi szabályozás

A nukleáris létesítmények, így a radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló tárolók telephely kiválasztásának földtani szempontjait és követelményeit a Nemzetközi Atomenergia Ügynökség (NAÜ) és a hazai jog is behatóan szabályozza. A legfontosabb irányelv szerint – ahogyan azt az 1996. évi CXVI. törvény (atomtörvény) pontosan megfogalmazza – „... a biztonságnak minden más szemponttal szemben elsőbbsége van". A nukleáris biztonságról a NAÜ keretében, Bécsben, 1994. szeptember 20-án létrejött nemzetközi egyezményt kihirdető 1997. évi I. törvény 14. cikke szerint az összes szükséges intézkedést meg kell tenni, hogy az „elemzések, megfigyelések... igazolják, hogy a nukleáris létesítmény fizikai állapota... mindenkor megfeleljen... az előírt nemzetközi követelményeknek".

Mivel a radioaktív hulladéktárolók feladata a keletkezett hulladékok biztonságos elhelyezése, a telephely kiválasztásánál minden olyan földtani folyamatot és paramétert vizsgálni szükséges, melyek érdemi hatással lehetnek a radioaktív izotópokat visszatartó földtani gátak fizikai állapotára, esetleges sérülésére (ld. pl. IAEA 1995; Kastenberg & Gratton 1997). Ezen folyamatok közül kiemelkedő fontossággal bír a vizsgált terület földrengés-veszélyeztetettsége és tektonikai stabilitása. Ez tükröződik a nemzetközi szabályozásban és gyakorlatban is, ahol a NAÜ ajánlásai és előírásai az irányadók. A tektonikai folyamatok (törések, nyírásos zónák térbeli elhelyezkedése és esetleges aktivitása, a beágyazó kőzettest töredezettsége és kőzetmechanikai paraméterei) valamint a földrengés tevékenység (forrászónák helye és lefutása, a különböző magnitúdójú rengések gyakorisága, visszatérési ideje és fészekmechanizmusa) beható elemzése tehát feltétlenül szükséges (IAEA 1981a, 1981b). Hasonlóképpen, a hazai atomtörvény 62/1997. IKIM végrehajtási rendelete részletes útmutatást nyújt a radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló létesítmények telephelye földtani alkalmasságának vizsgálati szempontjairól. A szeizmotektonikai kutatások alapvető fontosságát igazolja pl. a rendelet 11. paragrafusa. Ez kimondja, hogy egyrészt „telephely nem jelölhető ki olyan törésszakaszon, ahol az utolsó százezer évben felszíni elmozdulás volt", másrészt pedig a „potenciális telephely kijelölését követően mérőhálózatot *kell* telepíteni és folyamatosan üzemeltetni legalább három éven át". A rendelet a kis- és közepes aktivitású hulladékok mélységi tárolói szempontjából „igen fontos, feltétlenül és behatóan vizsgálandó földtani adottságok" közé sorolja a vetőket, redőket, rátolódásokat; a földrengések aktív és potenciális fészeköveit; a potenciálisan aktív töréseket és a természetes repedezettséget. Ezen szerkezeti elemek közvetett módon befolyásolni képesek a telephely környezetének hidrodinamikai tulajdonságait is, hiszen pl. egy

földrengés következtében felnyíló törés vagy repedés mentén gyors folyadékáramlási övek (ún. „fast path" – l. NORTH 1997) létrejötte lehetséges.

Tekintettel a téma kiemelt fontosságára, tanulmányunkban kísérletet teszünk a hazánk környezetében észlelhető szeizmicitás, valamint a jelenkori tektonikai aktivitás és stabilitás áttekintésére. Reményeink szerint ezzel érdemben járulunk hozzá a radioaktív hulladékok hazai elhelyezésével kapcsolatos még nyitott problémák elemzéséhez és megoldásához.

Szeizmotektonikai vizsgálatok alapjai

A hazai adatok és szeizmotektonikai modellek ismertetése előtt célszerűnek látszik néhány alapvető fogalom tisztázása, definiálása. A megfelelő szakkifejezések pontatlan használata gyakran okozhat felesleges szakmai félreértéseket.

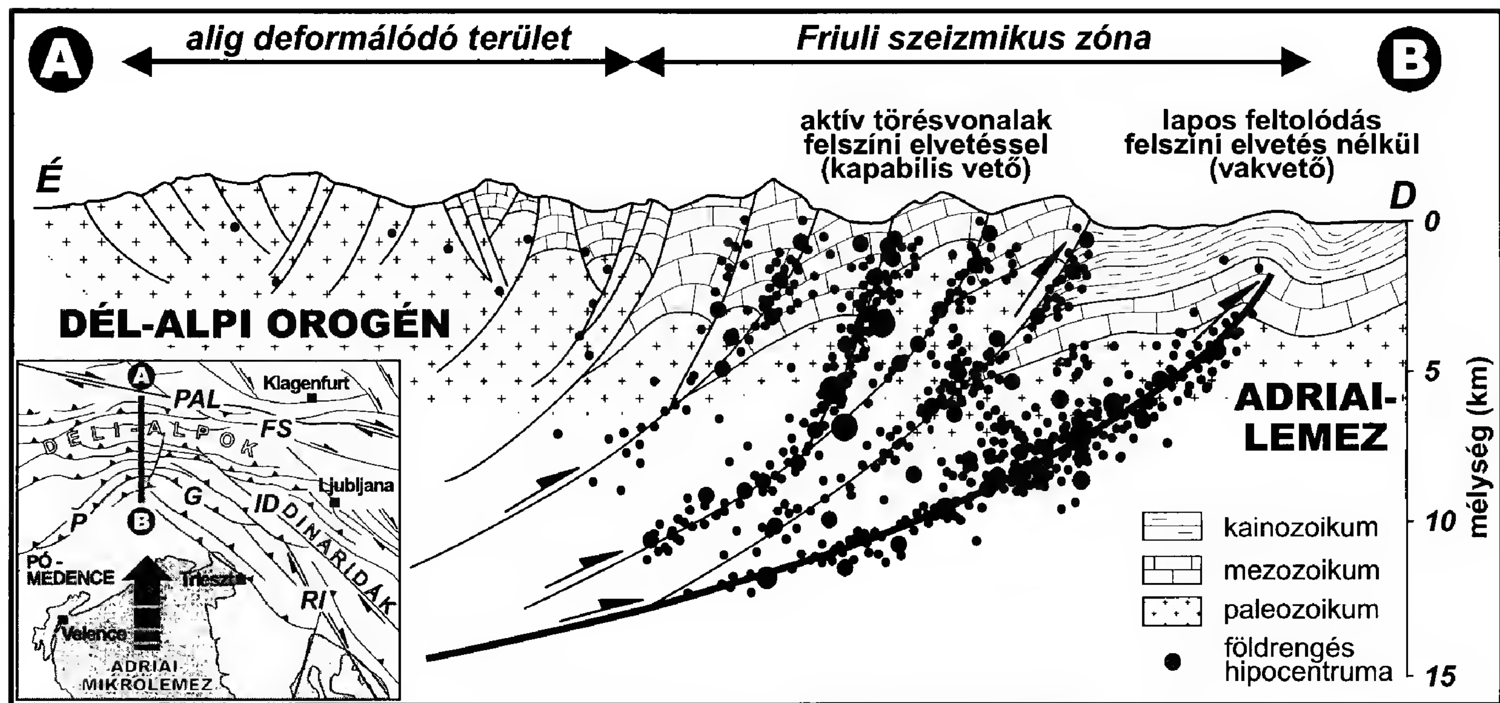
Aktív vető (active fault): olyan törés, amely mentén a geológia közelmúltban elmozdulás történt és a jövőben ismételt elmozdulás valószínűsíthető. Rögtön egy fontos megjegyzés: a magyar szakirodalom vető alatt gyakran csak a normálvetőket érti. Véleményünk szerint ez szükségtelen megszorítás; az el- és feltolódások ugyancsak ebbe a kategóriába sorolandók. Az aktív vető meghatározása két fontos kritériumot nyújt, melyek további diszkussziót igényelnek. A geológiai közelmúltra nem létezik pontos, nemzetközileg is elfogadott definíció. Egy vető aktívvá minősítése esetén meg kell adnunk azt az időtartományt is, amely időszak alatt a törés mentén elmozdulás történt. Ez lehet pl. az elmúlt 10^3, 10^4 (holocén), 10^5, 10^6 év vagy akár a teljes negyedidőszak is. Ez a megfontolás igaz a vető esetleges jövőbeni reaktiválódására is: a szeizmotektonikai modellek egyik legfontosabb feladata a töréses deformáció, a földrengések visszatérési idejének meghatározása. Az aktív vetők tovább is osztályozhatók. A japán gyakorlat (HUZITA et al. 1992) pl. különbséget tesz a teljes vagy csak az alsó kvarter összletet érintő tektonikus vetők, valamint a vulkáni működéshez és a kiemelt topográfiájú területek gravitációs szétesséséhez köthető atektonikus törések közt. A nukleáris létesítmények biztonsági kérdéseiben irányadó meghatározást a NAÜ 1979-ben adta meg (IAEA 1979). Eszerint az a vető aktív, amely a felszínen vagy annak közelében az ismétlődő működésre utaló bizonyítékokat szolgáltat kb. félmillió évre visszamenőleg oly módon, hogy további mozgásokra is lehet számítani. Egy másik fontos szempont szerint egy törést akkor is aktívnak kell tekintenünk, ha bizonyíthatóan szerkezeti kapcsolatban áll egy másik, aktív vetődéssel úgy, hogy a felületen vagy annak közelében egyik működése a másik működését előidézheti.

A törések általában szakaszosan, bizonyos időközönként működnek. Ha a vető síkja mentén felhalmozódó nyírásos feszültség meghaladja a törési sík nyírási szilárdságát, akkor a törés működésbe lép, azaz a sík két oldalán lévő kőzetblokkok egymáshoz képest elmozdulnak. A deformáció stílusát és lefolyását tehát két tényező, a feszültségtér jellemzői és a kőzettest, valamint a törési sík kőzetmechanikai, ún. reológiai tulajdonságai határozzák meg. A feszültség felhalmozódásának ideje és mértéke döntő fontosságú. Ott, ahol viszonylag gyorsan nagy feszültségek tudnak felhalmozódni, a tisztán töréses alakváltozás

az uralkodó. Ezt a folyamatot legtöbbször földrengések kipattanása kíséri (*szeizmoaktív vető* – seismoactive fault). Ha a törés és környezete alacsony szilárdságú (pl. nagy mélység, magas hőáram, vizes oldatok jelenléte), a deformáció részben vagy jellemzően képlékennyé válik (aseismic slip). Ugyanazon vető mentén is előfordulhat, hogy bizonyos szakaszokon pusztító rengések pattannak ki és a mikroszeizmikus aktivitás elhanyagolható (ld. Szent András-törésvonal dél-kaliforniai szakasza – HUTTON et al. 1991); míg másutt csak egészen enyhe rengések észlelhetők (l. Szent András-törésvonal közép-kaliforniai szakasza – HILL et al. 1991), sőt bizonyos szegmensek teljesen csendesek (seismic gap). Ezek a törések is aktívak, bár nem szeizmoaktívak; az uralkodó deformáció mechanizmus a képlékeny nyírás ill. kúszás (creep).

Szeizmoaktív törések a legritkábban fordulnak elő önmagukban, általában vetőzónákban csoportosulnak (szeizmikus zóna). Az egyes vetők és a vetőrendszer háromdimenziós képe a rengések hipocentrumainak minél pontosabb meghatározásával adható meg. Ez a feladat jóval egyszerűbb olyan szeizmikusan rendkívül aktív területek esetén, mint pl. a Déli-Alpokban található Friuli szeizmikus zóna (*1. ábra*). A szelvényen jól látható, hogy a szeizmoaktív vetők egy viszonylag keskeny zónában, a visszatorlódásos (back-thrust) szerkezetű Déli-Alpok déli frontján csoportosulnak (SLEJKO et al. 1989; DEL BEN et al. 1991). Az alpi orogén egységek ezen a területen tolódnak az északi irányba mozgó Adriai-mikorlemez északi peremére. Számos vető a felszínen is észlelhető elvetést hoz létre: ezek az ún. *kapabilis törések* (capable faults). A legdélibb és egyben legaktívabb feltolódás azonban nem fut ki a felszínre, bár a felszínen egy jól azonosítható boltozatot hoz létre. Ezek a felszín alatt elvégződő törések az ún. vakvetők (blind fault). Az ábrán az is jól érzékelhető, hogy pusztán az epicentrumok (a rengések felszíni vetülete) elemzésével a vetők valós elhelyezkedése, geometriája ezen a területen nem határozható meg. A frontális lapos feltolódás ugyanis olyan alacsony szögben dől, hogy a szerkezethez köthető rengések epicentrumai egy mintegy 20 km széles sávban jelentkeznek. Vakvetőkkel természetesen eltolódásos zónákban vagy akár normálvetős területeken is találkozhatunk.

A fentiek arra figyelmeztetnek, hogy még a Friuli zónához hasonlóan jól ismert és igen intenzíven deformálódó területeken sem egyszerű precíz *szeizmotektonikai modelleket* kidolgozni. Az ilyen modellekhez – ahogy a név is utal rá – nélkülözhetetlen a földrengés tevékenység és az aktív tektonikai folyamatok minél pontosabb ismerete és – ami legalább ilyen fontos – azok kapcsolatának megértése. Tisztázni kell a földrengések magnitúdó szerinti gyakoriságát, visszatérési idejét, forrásparamétereit és fészekmechanizmusát. Szükséges a szeizmoaktív törések azonosítása, az aktív töréses övek geometriájának pontos meghatározása, a kőzettestek feszültség állapotának és kőzetmechanikai paramétereinek, töredezettségének vizsgálata. Csak ezen információk minél teljesebb begyűjtése után lehetséges a nukleáris létesítmények, így a radioaktív hulladéktárolók telephelyének kijelölését döntően befolyásoló földrengés-veszélyeztetettség és tektonikai stabilitás megítélése. A következőkben bemutatjuk, hogy milyen hazai adatokra támaszkodhatunk a Pannon-medence központi része szeizmotektonikai modelljének kidolgozásához.



1. *ábra.* A Friuli szeizmikus zónában a dél-alpi orogén egységek déli irányban az észak felé mozgó Adriai-mikrolemezre tolódnak (Del Ben et al. 1991 nyomán). Az aktív törések legtöbbje a felszínig hatol, a legintenzívebb szeizmicitást mutató frontális feltolódás viszont még a felszín alatt elvégződik (vakvető). Aktív törések: FS: Fella-Sava vonal, G: Gorizia vonal, ID: Idrija vonal, P: Pordenone vonal, PAL: Periadriai vonal, RI: Rijeka vonal

Fig. 1 In the Friuli seismic zone the South Alpine orogenic wedges are backthrusting on the northward drifting Adriatic microplate (after Del Ben et al. 1991). The majority of active faults reach up to the surface, whereas the seismically most active frontal thrust is forming a blind fault. Active faults: FS: Fella-Sava fault, G: Gorizia fault, ID: Idrija fault, P: Pordenone fault, PAL: Periadriai lineament, RI: Rijeka fault

A Pannon-medence jelenkori geodinamikája

Legújabb ismereteink szerint a húzásos eredetű Pannon-medence és a környező orogén hegyláncok jelenleg döntően kompressziós erőhatások alatt állnak (HORVÁTH & CLOETINGH 1996; BADA et al. 1999; GERNER et al. 1999). A medencerendszerre ez idő szerint három irányból is aktív nyomófeszültség, kompresszió hat (2. *ábra*). Ezek közül a régiótól délre elhelyezkedő Adriai-mikrolemez forgásából fakadó, a Dinári-hegység peremére ható aktív nyomás tűnik a legfontosabbnak (BADA et al. 1998). Ezen a vidéken intenzív deformáció tapasztalható, az aktív törésvonalak – többnyire fel- és eltolódások – pontosan kijelölhetők (SLEJKO et al. 1989, DEL BEN et al. 1991; GERNER et al. 1999). A geodinamikai képet tovább árnyalja a tény, hogy egyúttal a Nyugati- és a Keleti-Kárpátok bizonyos részei is – igaz, kevésbé intenzíven – deformálódnak. A Cseh-masszívum irányából a nyugat-európai feszültség-provincia hatása érződik (MÜLLER et al. 1992), emiatt a szlovák és morva Kárpátok nyugati oldalán ÉNy–DK-i kompresszió figyelhető meg. Az egykoron aktív kárpáti szubdukciós folyamatok végleges lezáródása miatt a Vrancea-zóna felől nagyjából ÉNy–DK-i irányú nyomás hat, ami lényegesen befolyásolja a Keleti-Kárpátok és az Erdélyi-medence feszültségállapotát és deformációs képét. Lényeges a medence-rendszert körülölelő hegyláncok gravitációs (helyzeti) energiatöbbletének hatása is: az ebből fakadó kompressziós erőhatások főképp a Pannon-medence nyugati részén fejtenek ki jól észlelhető hatást (BADA et al. 2000).

A húzófeszültségek teljes megszűntével tehát a rendkívül kivékonyodott kérgű medence tovább már nem képes tágulni, így fokozatosan összenyomódik, invertálódik. Valószínűleg ennek tudható be a térségben a földkéreg nagy hullámhosszú gyűrődése is: miközben a Nagy- és a Kisalföld tovább süllyed, a medence peremi és központi területei (pl. a Dunántúli-középhegység) kiemelkednek (HORVÁTH & CLOETINGH 1996). Ezzel párhuzamosan a Déli-Alpok és a Dinaridák vonulata északias irányban, a Pannon-medence belseje felé mozog. Emiatt a Pannon-medence aljzatát alkotó ALCAPA egység északkeleti irányban nagyjából az Északkeleti-Kárpátok ívére merőlegesen sodródik néhány mm/év sebességgel (GRENERCZY et al. 1999). Ez a deformációs sebesség jóval nagyobb a korábban feltételezettnél. A deformációs és feszültségtérre vonatkozó numerikus modellszámításaink (BADA et al. 1998, 2000) bizonyos, a probléma jellegéből fakadóan korlátozott érvényű jóslások megtételét is lehetővé teszik. Eszerint a Pannon-medence további térrövidülést fog elszenvedni, így – legalábbis a geológiai időskálán vett – közeljövőben a környék szeizmicitása, földrengés tevékenysége is egyre intenzívebbé válhat.

Magyarország nagytektonikai környezetének szeizmotektonika jellemzése

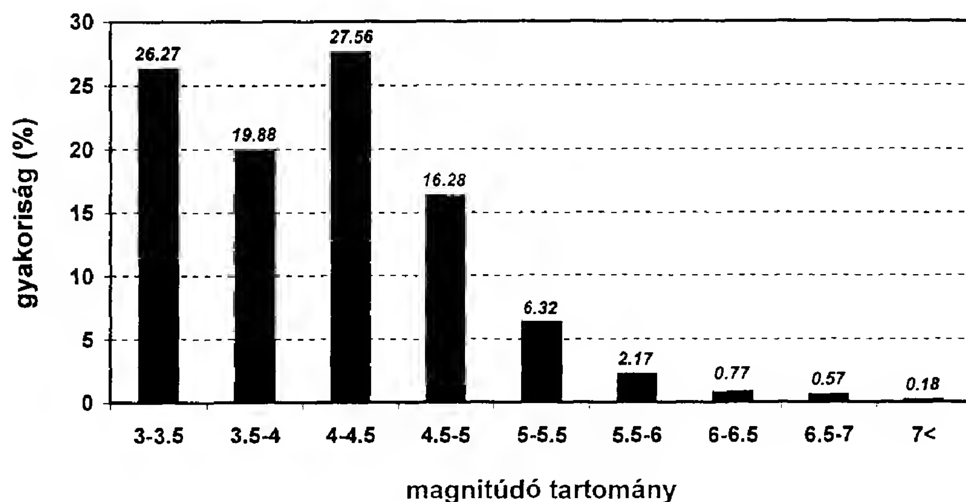
Szeizmicitás a Pannon-medencében

Hazánk nagytektonikai környezetében, a Pannon-medencében és a környező hegységekben napjainkban is aktív tektonikai folyamatok zajlanak, emiatt bizonyos tektonikai egységek egymáshoz képest törésvonalak mentén elcsúsz-

2. *ábra.* A Pannon-medencére a húzóerők megszűntével napjainkban három irányból is aktív kompresszió hat, melyek közül az Adriai-mikrolemez forgásából eredő nyomás a legfontosabb (BADA et al. 1998). A Dinaridák és az Alpok erőteljesen, a Nyugati-Kárpátok és a Vrancea-zóna kisebb mértékben deformálódik. Néhány fontosabb, aktívnak tartott törésvonalat és azok kinematikai értelmezését is feltüntettük. 1. molassz öv, 2. flis öv, 3. harmadidőszaknál idősebb képződmények, 4. neogén vulkanitok, 5. Eurázsiai előtér, 6. eltolódás, 7. normálvető, 8. antiklinális és feltolódás. MMZ. Mur–Mürz–Žilina szeizmikus zóna, PAL. Periadriai vonal, Z. Zágráb vonal

Fig. 2 At present time the Pannonian basin of extensional origin is affected by active compression from three different directions. Among these, the most essential appears to be the "Adria-push" associated with the counterclockwise rotation and northward drift of the Adriatic microplate (BADA et al. 1998). The most intensely deforming areas are the Dinaric and Alpine chains, whereas the Western Carpathians and the Vrancea zone in the Eastern Carpathians deform less severaly. Several important active faults are also indicated. 1 Molasse belt; 2 Flysch belt; 3 internal pre-Tertiary unit; 4 Neogene volcanite; 5 Eurasian foreland; 6 strike-slip fault; 7 normal fault; 8 anticline and thrust fault. MMZ: Mur-Mürz-Žilina fault system; PAL: Periadriatic lineament; Z: Zagreb fault

hatnak. Ezeket a mozgásokat gyakran kíséri földrengések kipattanása: a térség szeizmicitásának elemzésével az aktív törésvonalak bizonyos feltételek mellett kijelölhetők, a szerkezeti egységek laterális elmozdulása meghatározható. Az aktív tektonikai folyamatok jellegét legjobban tehát az adott terület szeizmicitás képe mutatja. A vizsgált területen a komolyabb rengések túlnyomó többsége a 3–5 közötti magnitúdó tartományba sorolható (3. *ábra*). Ennél erősebb szeizmikus események csak viszonylag ritkán és térben lokalizáltan fordulnak elő (Déli-Alpok, Délkeleti-Kárpátok). Ezek alapján a Pannon-medence térségét a szeizmikusan közepesen aktív területek közé kell sorolnunk. A tektonikai aktivitás átmenetet képez a lemezperemi (pl. Japán, Andok) és a lemezen belüli területek (pl. Ukrán pajzs, Orosz tábla) között.



3. *ábra*. Műszerekkel észlelt földrengések magnitúdójának gyakorisága a Pannon-medence térségében (3d≤M). A rengések túlnyomó többsége a 3d≤Md≤5 magnitúdó tartományt képviseli, így – átlagban – a terület tektonikusan közepesen aktívnak tekinthető

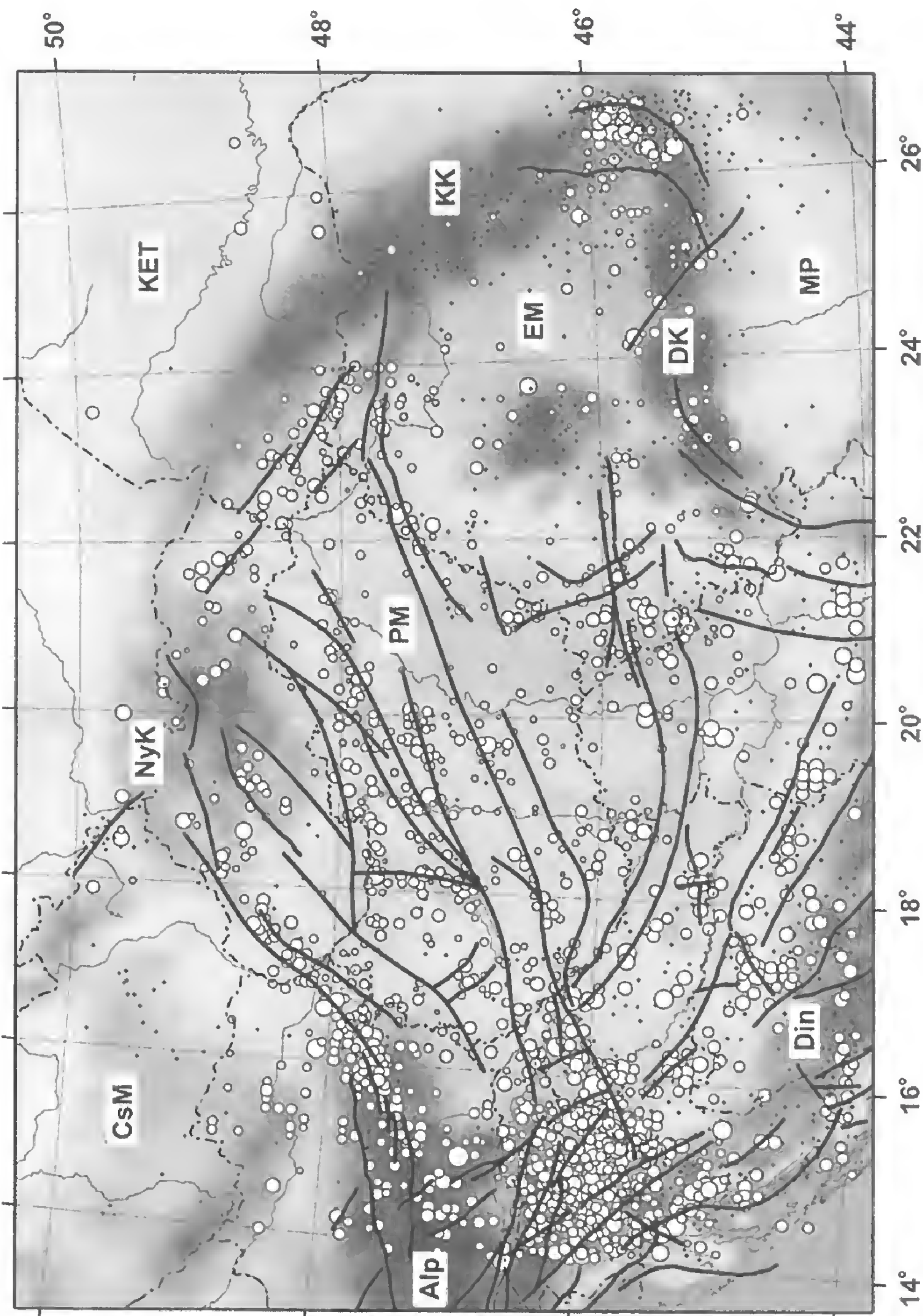
Fig. 3 The Pannonian region is characterised by medium level seismicity with the occurrence of earthquakes generally in the magnitude range of 3 to 5.5. The diagram shows the statistical analysis of instrumental events (3d≤M)

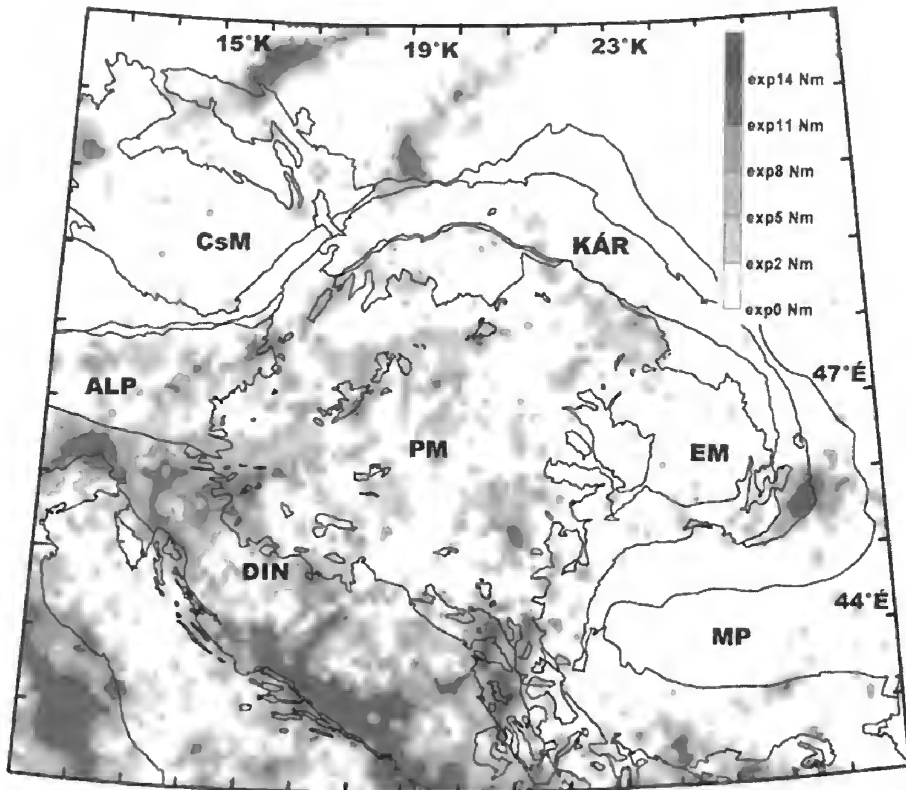
A Pannon-medence és környéke szeizmicitását (4. *ábra*) és a felszabaduló szeizmikus energiát (5. *ábra*) ábrázoló térképeken jól látható, hogy a legintenzívebben az Adriai-tenger peremi vidékei deformálódnak. A Déli-Alpok területén az északi irányú térrövidülés az uralkodó (l. 1. *ábra*). A Dinári-hegységben, különösen annak északnyugati vidékén, jobbos eltolódásokat észleltek transzpressziós jelleggel, az aktív kompresszió itt is szembetűnő (SLEJKO et al. 1989; DEL BEN et al. 1991; POLINSKI & EISBACHER 1992; VRABEC 1994). Ezek alapján egyetértés mutatkozik abban, hogy a megfigyelt deformációs képért legelsősorban az Adriai-mikrolemeznek az óramutató járásával ellentétes forgása és az Európához

képest északias mozgása tehető felelőssé. Ez az észak felé sodródó, viszonylag merev, kontinentális kérgű blokk folyamatos nyomást fejt ki mind az Alpok, mind pedig a Dinaridák láncolatára. Független adatokra támaszkodva ANDERSON & JACKSON (1987) és WARD (1994) egyaránt meghatározta az Adriai-mikrolemez Európához képesti forgásának rotációs pólusát. A két vizsgálat meglepően hasonló, épp ezért nagyon meggyőző eredményt hozott. Eszerint Adria Euler-pólusa nagyjából a Nyugati-Alpok alatt, kb. az északi szélesség 45°-án és a keleti hosszúság 6–10°-a között található.

A Déli-Alpokhoz és a Délkeleti-Kárpátok viszonyítva a Pannon-medence belső (hazai) területein gyengébb a tektonikai aktivitás. A szeizmicitáskép (4. *ábra*) és a számítások (5. *ábra*) viszont egyértelműen mutatják, hogy a Pannon-medencében a Kárpátok orogén ívéhez, és különösen az aszeizmikusnak tekinthető Kelet-Európai táblához viszonyítva nagyságrendekkel nagyobb energiák szabadulnak fel a földrengések során. Ennek alapján a Pannon-medencét feltétlenül a tektonikusan aktív területek közé kell sorolnunk. A mérsékeltebb aktivitás miatt persze sokkal nehezebb precíz szeizmotektonikai modelleket kidolgozni – így pl. aktív vetőket kijelölni –, mint a medence déli peremvidékein. A nehézségek ellenére lehetséges néhány szeizmoaktív zóna behatárolása. HORVÁTH (1984) szerint ezek a nyírási övek korábbi, főképp neogén szerkezeti elemeknek feleltethetők meg: ezek reaktiválódásához köthető a magyarországi földrengések zöme. Vannak kivételek is, ahol rendkívül fiatal törésvonalakhoz kapcsolódó szeizmoaktív zónák körvonalazhatók. Jó példa erre a Komárom és Berhida közötti szerkezeti zónában tapasztalható földrengés tevékenység. Az első és alapjaiban mindmáig jónak tartott regionális szeizmotektonikus modellt GUTDEUTSCH & ARIC (1988) dolgozta ki, melyet tovább finomított GERNER et al. (1999) legújabb dolgozata. Szerintük a Pannon-medence térségében található néhány merev blokk egymáshoz képest szeizmoaktív vetők mentén csúszik el. Ezen törések többsége már a Pannon-medence korábbi története során is aktív volt. Jó példa erre a Keleti-Alpokból induló, a Bécsi-medencét déli oldalról határoló és nagyjából Zsolnánál elvégződő Mur–Mürz–Žilina szeizmikus zóna. Az ALCAPA egységet délen a szintén aktívnak mutatkozó Periadriai és Zágráb vonal határolja. Utóbbi folytatása valószínűleg a Kapos vonalban keresendő. Ez a törés tovább nyomozható Paks környékétől egészen Kecskemétig (POGÁCSÁS et al. 1989; DETZKYNÉ LŐRINCZ 1996; TÓTH & HORVÁTH 1999). A szerzők fontos megállapítása tehát, hogy az igen aktív dinári fronttól távol is észlelhető ezen kéregblokkok mozgása illetve kismértékű deformációja.

A magyarországi szeizmológiai hálózat detektálási és helymeghatározási képessége az ország nagy részén a legutóbbi időkig nem ment az érezhető földrengések szintje alá. Ezért a Pannon-medence térségének szeizmicitásáról alkotott képünk addig csaknem kizárólag a történelmi rengések epicentrum eloszlásán alapszik. A régi rengésekről csak makroszeizmikus adatok állnak rendelkezésre. A makroszeizmikus anyag minősége térben és időben nagyon heterogén. Mivel mindig településekhez kötött adatokról van szó – melyben tükröződik az adott kor településszerkezete és település sűrűsége –, a makroszeizmikus epicentrumok meghatározása igen bizonytalan. Ez az értelmezésben könnyen oda vezethet, hogy az ismert szeizmicitást nem


50°
48°
46°
44°
26°
24°
22°
20°
18°
16°
14°
KET
KK
EM
DK
MP
PM
NyK
CsM
Alp
Din

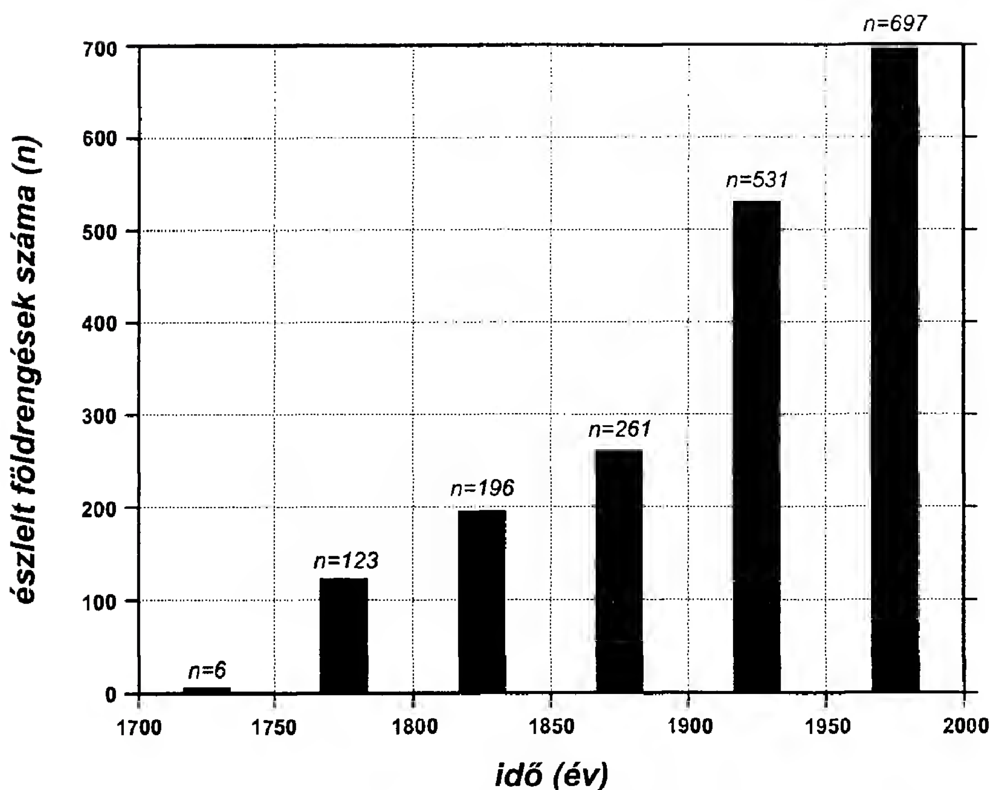


5. ábra. A földrengések során felszabaduló kumulatív energia a Pannon-medence térségében. Az árnyékolás mértéke arányos az adott terület aktív deformációjának mértékével. A medence a Dinaridáknál kevésbé, a Kárpátokhoz és az európai előtérhez viszonyítva viszont sokkal intenzívebben deformálódik (GERNER et al. 1999 nyomán). Alp: Alpok, CsM: Cseh-masszívum, Din: Dinaridák, EM: Erdélyi-medence, KÁR: Kárpátok, MP: Mőziai-platform, PM: Pannon-medence

Fig. 5 Seismic energy release in the Pannonian region (after GERNER et al. 1999). The degree of shading is proportional to the intensity of present-day deformation. In accordance with the seismicity distribution, it appears that the most actively deforming areas are the Dinaric – Southern Alpine belt and the Vrancea zone in the Carpathians. Note that deformation is more intense in the Pannonian basin than in the surrounding Carpathian belt. Alp: Alps, CsM: Bohemian Massif, Din: Dinarides, EM: Transylvanian basin, KÁR: Carpathians, MP: Moesian platform, PM: Pannonian basin

←4. ábra. Földrengések epicentrumai a Pannon-medence térségében. A körök nagysága a rengések magnitúdójával arányos. A vastag vonalak néhány jelenleg is aktívnak tartott törésvonalat ábrázolnak. A terület legintenzívebben deformálódó zónája a Déli-Alpok és a Dinári-hegység, valamint a Délkeleti-Kárpátok térsége. A Pannon-medence – legalábbis a Kárpátok és a Kelet-Európai táblához képest – tektonikusan közepesen aktívnak tekinthető. Alp: Alpok, CsM: Cseh-masszívum, Din: Dinaridák, DK: Déli-Kárpátok, EM: Erdélyi-medence, KET: Kelet-Európai tábla, KK: Keleti-Kárpátok, MP: Mőziai-platform, NyK: Nyugati-Kárpátok, PM: Pannon-medence

Fig. 4 Seismicity pattern of the Pannonian region including historical earthquakes. Size of circles is proportional to the calculated magnitudes. Heavy lines indicate active faults, dotted lines mark political boundaries. Intense deformation is observed in the Southern Alps, the Dinarides and in the southern part of the Eastern Carpathians. From the viewpoint of contemporary deformation, the Pannonian basin is considered as a semi-active area. Tectonic units: Alp: Alps, CsM: Bohemian Massif, Din: Dinarides, DK: Southern Carpathians, EM: Transylvanian basin, KET: East European platform, KK: Eastern Carpathians, MP: Moesian platform, NyK: Western Carpathians, PM: Pannonian basin



6. ábra. A Pannon-medence térségében 50 éves időszakok alatt észlelt földrengések száma a XVIII. század elejétől napjainkig. Háromszáz év alatt két nagyságrendnyit nőtt az egységnyi idő alatt megfigyelt rengések mennyisége

Fig. 6 Number of earthquakes observed in 50 year time intervals since the beginning of the 18th century. Note that since then the number of observed events increased by two orders of magnitude

lehetséges ismert tektonikai vonalakkal kapcsolatba hozni. Másfelől pedig minél távolabbi múltba tekintünk vissza, annál hiányosabb a történelmi rengések adatbázisa (*6. ábra*). Az ábrán – amely 1700-tól napjainkig 50 éves időszakonként összegzi a Pannon-medencében észlelt földrengések számát – jól látszik, hogy az utóbbi 300 évben két nagyságrendnyit nőtt az észlelt rengések mennyisége. Ez természetesen nem azt jelenti, hogy a tektonikai aktivitás ilyen mértékben nőtt: a hálózat észlelési képessége javult ugrásszerűen. A *6. ábra* arra is figyelmeztet, hogy a néhány száz évnél nagyobb visszatérési idejű, azaz a ritka és igazán nagy intenzitású rengésekről nincsenek megbízható, közvetlen információink. Ezt fontos észben tartani, ui. több helyről (pl. Kalifornia, Kína, Rajna-árok) ismertek olyan szeizmoaktív törések, amelyek mentén a földrengések visszatérési ideje néhány ezer vagy tízezer év is lehet.

A szeizmotektonikai modellek pontosítása szempontjából az utóbbi évtized legnagyobb áttörését a Paksi Atomerőmű környezetében telepített mikroszeizmikus megfigyelő hálózat kiépítése jelentette (TÓTH et al. 1998). A hálózat

elsősorban a magyarországi és a határmenti területek földrengéseit hivatott megfigyelni. Három év (1995–1998) adatai állnak rendelkezésünkre (összesen több, mint 130 rengés), amelyekből megállapítható, hogy a hálózat alkalmasnak bizonyult a $M_L \geq 2$ földrengések azonosítására és hipocentrumának meghatározására. A rengések nagy része eddig is ismert zónákhoz, aktív törési övekhez, azaz tektonikai zónákhoz köthető (pl. Mur–Mürz–Žilina vonal, Berhida-Komárom szeizmikus zóna, Kapos vonal, Dunaharaszti és Kecskemét környéke). A szeizmogén kéreg vastagsága max. 20 km, a rengések több mint fele a 10–15 km-es mélységtartományhoz kötődik.

Egy szeizmoaktívnak tartott törés aktivitásának megítélésében döntően fontos a területre vonatkozó magnitúdó – gyakoriság kapcsolat tisztázása. A szeizmológiában jól ismert összefüggés szerint egy adott térségben a rengések száma a magnitúdó csökkenésével exponenciálisan növekszik az alábbi összefüggés szerint:

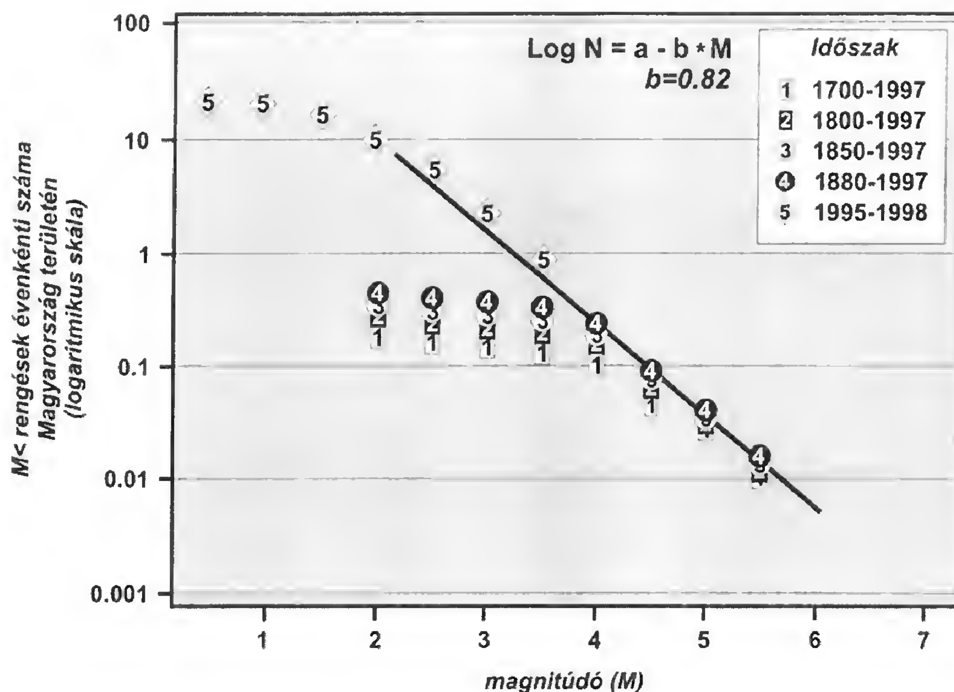
$$\log N(m) = a - bm \qquad (1)$$

ahol N(m) az olyan földrengések száma, melyek magnitúdója nem kisebb, mint m. A történeti szeizmicitás ismerete és a mikroszeizmikus monitorozás eredményének kombinációja lehetővé tette egy megbízható földrengés gyakorisági összefüggés meghatározását egészen széles, $1{,}5 \leq M \leq 5{,}5$ magnitúdó tartományban. A 7. *ábrán* jól látható, hogy a történelmi rengések csak $M \geq 4$ rengéseknél követik a logaritmikus gyakoriság eloszlást, míg a paksi mikroszeizmikus megfigyelő hálózat adatai már $M \geq 1{,}5$ rengéseknél illeszkednek a görbére. Ebből egyrészt az következik, hogy az észlelt történelmi rengések valószínűleg alulreprezentáltak, azaz számos rengést nem érzékeltek. Másrészt pedig az is kiderül, hogy igazán korrekt visszatérési időket csak a mikroszeizmikus megfigyelő hálózat segítségével lehetséges kiszámolni.

Aktív törésrendszerek kimutatása

Tekintettel arra, hogy még a mikroszeizmikus monitorozás során észlelt földrengések hipocentrumainak meghatározása is átlagban 2–5 km-es hibával terhelt, a szeizmoaktívnak vélt törésvonalak pontos helyének és geometriájának meghatározására kiegészítő földtani vizsgálatokat kell elvégezni. Ennek egyik leghasznosabb módja a felszín alatti rétegek szerkezetét leképző szeizmikus szelvényezés. Amennyiben a mérést folyóvízen vagy tavon végzik, a felbontás akár egy nagyságrenddel is jobb lehet, ezenkívül a legfelsőbb rétegek települése és tektonikai elemei is jól tanulmányozhatóvá válnak. A módszer hasznát, használhatóságát és korlátjait az ELTE Geofizikai Tanszéke által mért dunai és tiszai szelvény bemutatásával szemléltetjük, melyeken sikerült leképezni egy a Duna–Tisza közét keresztül szelő aktív vetőzónát (TÓTH & HORVÁTH 1997, 1999).

A szerkezetföldtani gyakorlatban egy vető működésének korát a törés által még érintett és a már nem érintett rétegek korának meghatározásával és összevetésével szokás becsülni. A módszer sajnos több hibával is terhelt. Ha pl. az 1. *ábrán* látható, nyilvánvalóan aktív, de csak a mezozoos rétegeket érintő vak-



7. ábra. A magyarországi és a határmenti területek történelmi (1-4) és a paksi mikroszeizmikus megfigyelő hálózat által 1995 és 1998 között regisztrált és azonosított (5) lokális földrengések magnitúdó – gyakoriság eloszlása (logaritmikus skála) (Tóth et al. 1998 nyomán)

Fig. 7 Diagram showing the local magnitude - frequency (logarithmic scale) distribution of historical earthquakes (no. 1 - 4) in and around Hungary and events observed by the microseismic monitoring network (no. 5) located around the Paks Nuclear Power Plant site (after Tóth et al. 1998)

vetővel van dolgunk, akkor szakmai baklövés volna azt állítani, hogy a szerkezet a harmadidőszaktól kezdődően inaktívvá vált. Problémák adódhatnak akkor is, ha a rétegsor hiányos: ekkor a vető korát csak tág határok között adhatjuk meg. Gyakran fordul elő, hogy egy aktívan süllyedő medence legfelső, fiatal és még konszolidálatlan üledékei csak plasztikusan tudnak deformálódni, így az egyébként aktív törések még a felszín alatt elvégződnek, eltűnnek.

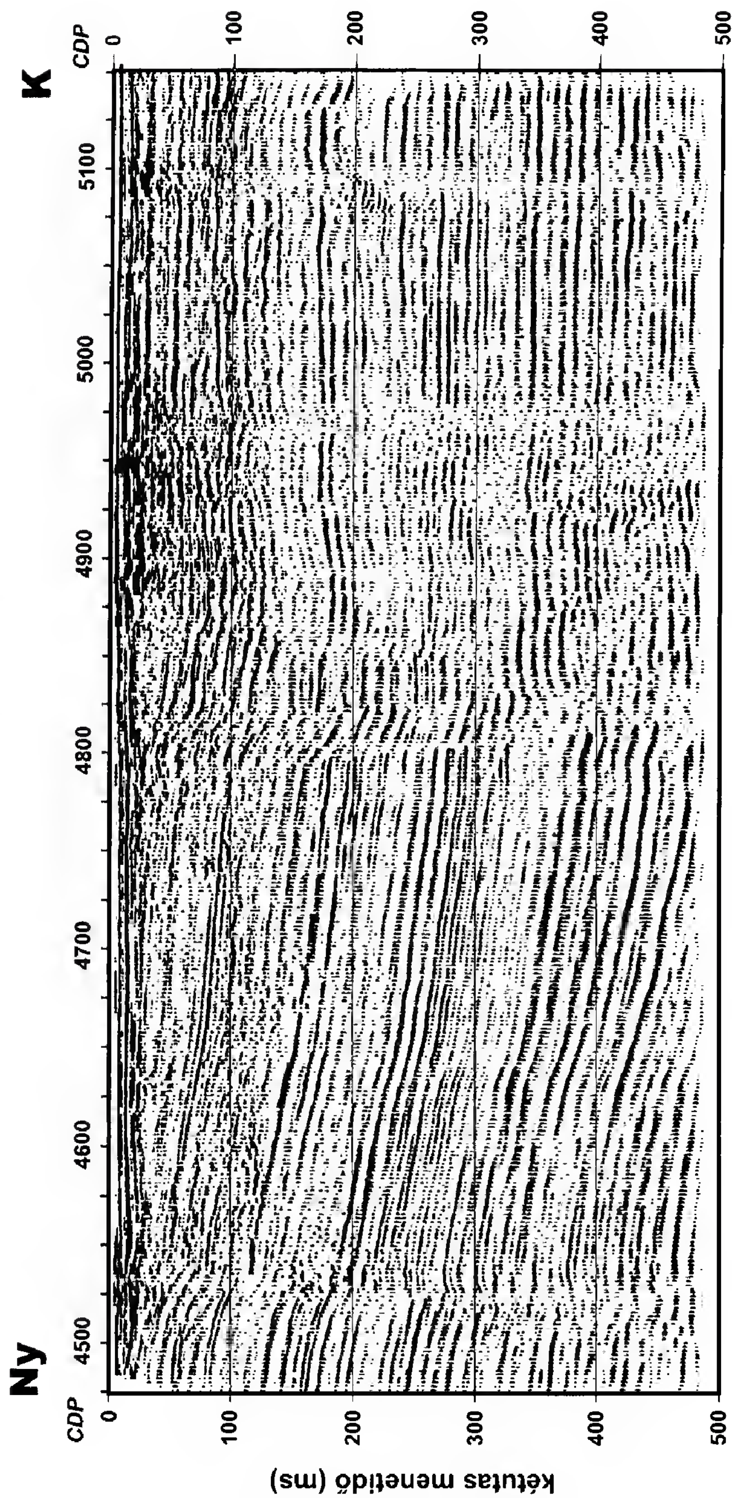
A szeizmikus szelvények értelmezésénél feltétlenül szükséges a fenti elvi megfontolásokat figyelembe venni. A paksi atomerőműtől kb. 7–9 km-re, a Paks feletti Duna szakaszon mért Duna-207 jelű szelvényen (*8. ábra*) jól látszik, hogy a pannon (s.l.) rétegösszlet erősen deformált, számos törés jól azonosítható. A pannon rétegekre diszkordánsan települő dunai alluviális üledékek viszont nem tektonizáltak. A pannon (s.l.) sorozat legfiatalabb rétegeit a pliocén korú Toronyi Formáció képviseli (Jámbor 1989), míg a dunai hordalékos összlet maximális kora mintegy 50 000 év (Hertelendi et al. 1989). Mivel a törések egészen a diszkordancia felületig felhatolnak, megállapíthatjuk, hogy a paksi törésrendszer posztdatálja a pliocén Toronyi Formációt és láthatólag nem volt aktív a legutolsó

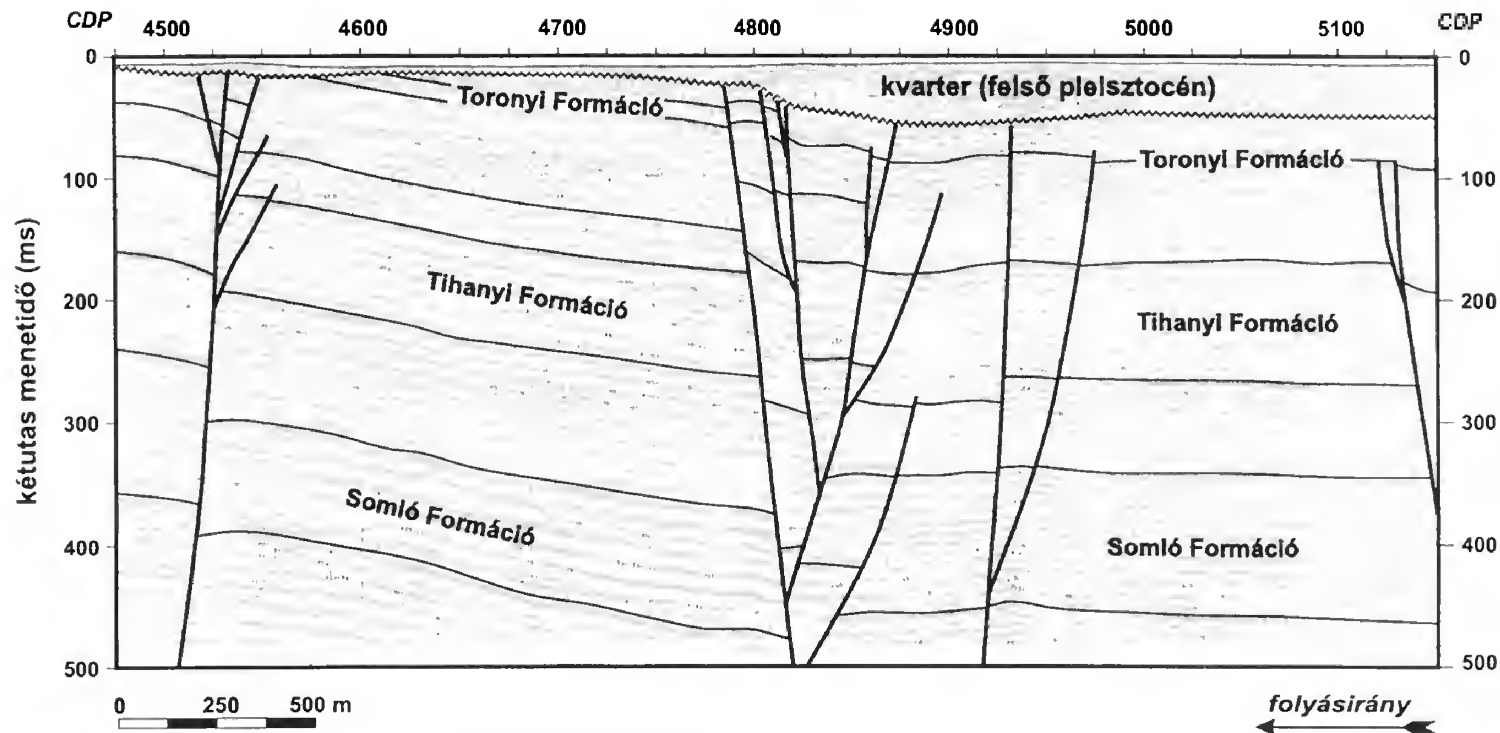
50 ezer év során. Minthogy a pliocén és legfelső pleisztocén rétegek között több millió évet átfogó üledékhiány van, a vetők negyedidőszaki működését csak valószínűsíteni lehet, bizonyítani azonban nem.

A negyedidőszaki tektonikai aktivitás bizonyítására egy olyan terület vizsgálata nyújt lehetőséget, ahol a pannon és a kvarter rétegek közti üledékhézag jelentősen kisebb, ideális esetben nem is létezik: a Nagyalföld területén. A terület ma is a Pannon-medence süllyedő része, központi szektorában a pannon/kvarter rétegsorban nincs jelentős időrétegtani hiány. Ezt a dévaványai és vésztői magnetosztratigráfiai szelvények bizonyítják, amelyek az átfúrt mintegy 1200 m vastag legfelső üledékes rétegsorában az összes pleisztocén és pliocén korú mágneses térfordulást kimutatták (RÓNAI 1981). A Tiszán 1996-ban végzett nagyfelbontású szeizmikus szelvényezés során egy folytonos szelvényt regisztráltunk Szeged és Kisköre között, melynek egy mélységmigrált részlete látható a *9. ábrán*. A Tisza-40/96 szelvény 1100 m hosszan, a Tisza martfűi kanyarjától közvetlenül északra mérődött. A szeizmikus szelvény közvetlenül a mederfenéktől 500 méteres mélységig képezi le az üledéksort. A szelvényrészleten élesen kirajzolódik egy vetőzóna felső része, mely oldalelmozdulásra utaló negatív virágszerkezetet mutat. A szelvény felbontása a legfelső rétegekben 2 méter alatti, ami azt jelenti, hogy két méternél nagyobb függőleges elmozdulás még biztosan észlelhető. A szétseprűződő vetők közül a 2185-ös CDP környékére eső vetőág egészen 45 méteres mélységig követhető. Ez azt jelzi, hogy ennek a vetőzónának még ebben a kis mélységben is egyértelműen 1–2 méteres vertikális elmozdulás-komponense van. Fontos megfigyelés, hogy az egyes vetőágak mentén észlelhető vertikális elvetés mértéke a mélységgel növekszik. Ez arra utal, hogy az oldalirányú mozgás nem egy lépésben, hanem a negyedidőszak során ismétlődő jelleggel történt (szinszediment vető).

A leképzett negyedidőszaki összlet tehát 45 méteres mélységben már biztosan töréses deformációt szenvedett el. A szelvényrészlet mentén a kvarter bázisa 350 méter körüli mélységben található (DETZKYNÉ LŐRINCZ 1996). Feltételezve, hogy ez a 2,4 millió éves kvarter/pliocén határnak felel meg és az üledékképződés a kvarter során folyamatos és egyenletes volt, a 45 méteres mélység kevesebb, mint 310 ezer éves kornak felel meg. Tehát a vetőzóna 310 ezer évvel ezelőtt (késő-pleisztocén) még biztosan működött. Ha figyelembe vesszük, hogy a kvarter összlet felszínközeli részét olyan alig konszolidált üledékek alkotják, melyekben töréses deformáció nehezen vagy egyáltalán nem alakulhat ki, jogosan tételezhetjük fel, hogy a sorozat plasztikusan még 310 ezer év után is deformálódhatott. Ezek alapján a Tisza alatt kimutatott vetőzóna ágai vakvetőknek minősíthetők (l. még *1. ábra*).

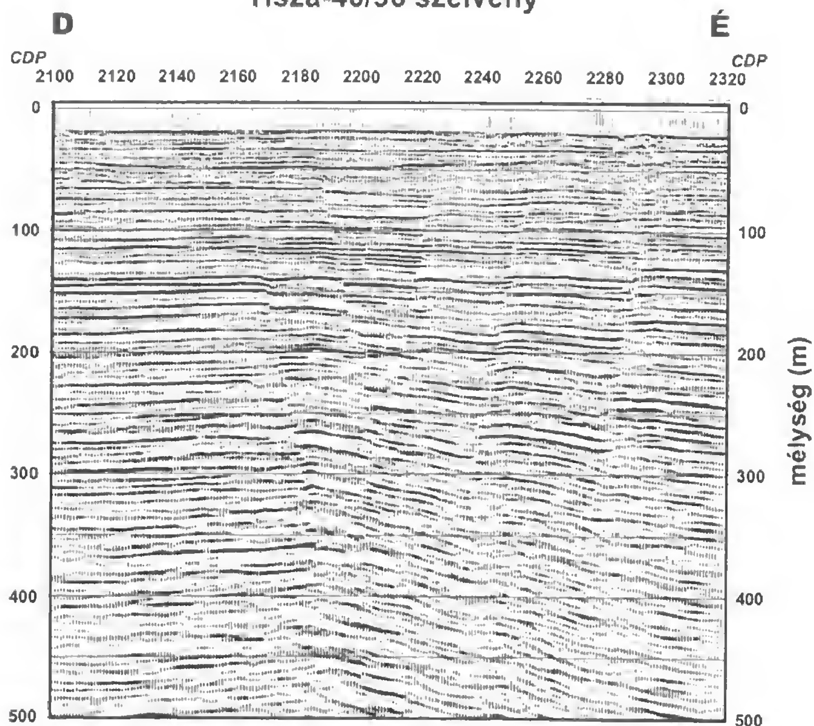
POGÁCSÁS et al. (1989), DETZKYNÉ LŐRINCZ (1996), valamint TÓTH & HORVÁTH (1997) szeizmikus adatait felhasználva megállapíthatjuk, hogy a három kutatás egymástól függetlenül, más és más adatrendszerek vizsgálatával elemezte annak a tektonikus zónának három szegmensét amelyen Paks elhelyezkedik. Ez a nagyjából ÉK–DNy-i csapású tektonikus zóna a Duna-Tisza közén több tíz km-en keresztül követhető a Dunától egészen a Tiszáig. Figyelembe véve a NAÜ 1979-ben kiadott biztonsági normáit (IAEA 1979), megállapíthatjuk, hogy mivel a Tisza-40/96 szeizmikus szelvényen leképzett töréses öv aktívnak tekinthető, az ezzel szerkezeti kapcsolatban álló paksi vetőzónát szintén aktívnak kell ítélnünk.

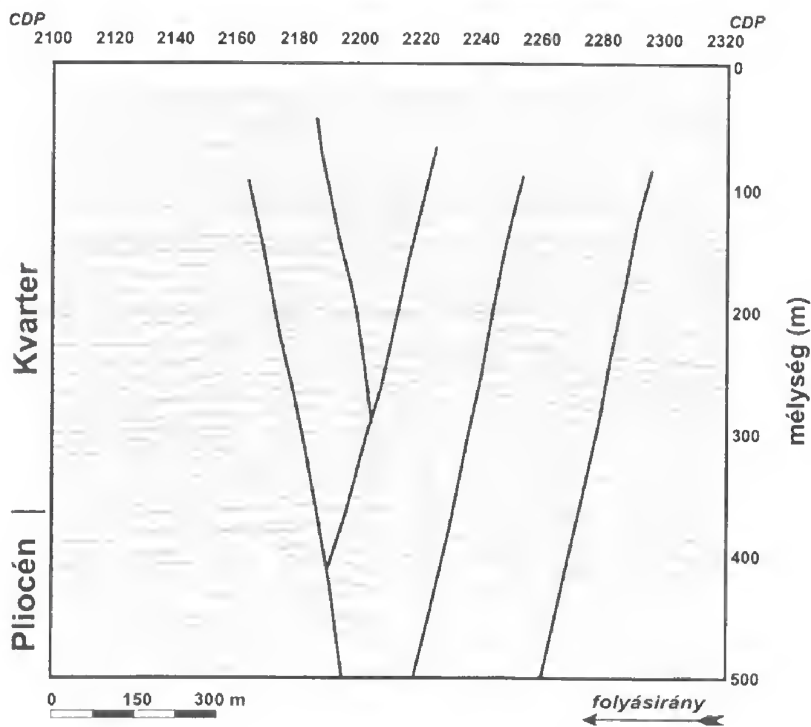

Duna-207/94 szelvény
K
Ny
CDP
5100
5000
4900
4800
4700
4600
4500
0
100
200
300
400
500
kétutas menetidő (ms)



8. ábra. A Duna-207/94 szeizmikus szelvény és annak értelmezett változata. A teljes pannon (s.l.) összletet elvető törésrendszer a felső-pleisztocén folyami hordalékokat nem érinti (TÓTH & HORVÁTH 1999)

Fig. 8 Duna-207/94 high resolution multichannel seismic profile measured at the Paks bend on river Danube and its interpretation. The fault system displacing the whole Pannonian (s.l.) strata is covered by the unconformably overlying Pleistocene alluvial sequence (TÓTH & HORVÁTH 1999)


Tisza-40/96 szelvény
D
É
CDP
2100 2120 2140 2160 2180 2200 2220 2240 2260 2280 2300 2320
CDP
0
100
200
300
400
500
mélység (m)


CDP
2100 2120 2140 2160 2180 2200 2220 2240 2260 2280 2300 2320
CDP
0
100
200
300
400
500
mélység (m)
Kvarter
Pliocén
0 150 300 m
folyásirány

Tektonikai stabilitás vizsgálata

Aktív tektonikai folyamatok elemzésénél egy adott terület tektonikai stabilitását feltétlenül vizsgálnunk kell. Ennek keretében két fő kérdésre keressük a választ: számolhatunk-e bizonyos törések létrejöttével vagy reaktivációjával, azaz ismételt működésével, és ha igen, mi ezen lineamentumok térbeli elhelyezkedése, iránya? A földkéregben ható kőzetfeszültség irányok és magnitúdók ismeretében, valamint egyszerű kőzetmechanikai összefüggések felhasználásával a kőzettestek tektonikai stabilitása becsülhető. Ebben a fejezetben előbb áttekintjük a hazánk területéről származó kőzetfeszültség adatokat. Kőzetmechanikai számítások segítségével jó közelítéssel kijelölhetők azok a szerkezeti irányok, amelyek mentén a legnagyobb valószínűséggel számolhatunk tektonikai aktivitással. Kimutatjuk, hogy az előző fejezetben aktívnak minősített vetőzóna ilyen iránnyal rendelkezik, így ezt a szerkezeti pásztát tektonikusan instabilnak minősítjük.

Jelenkori kőzetfeszültség Magyarország területén

Az utóbbi évtizedben a Pannon-medencében és a környező hegységekben (Alpok, Kárpátok és Dinaridák) intenzív vizsgálatok folytak a földkéreg jelenkori kőzetfeszültségének meghatározására (MÜLLER 1992; GERNER et al. 1999). Ennek oka rendkívül egyszerű, mivel a szerkezetföldtani vizsgálatok fő célja a kőzetdeformáció okainak elemzése: a kőzetekre ható feszültségtér a felelős az azokban létrejövő alakváltozásért, így pl. a törések, gyűrődések kialakulásáért. Tekintettel arra, hogy egy térben változó, nyomásjellegű, anizotrop mennyiségről van szó, a kőzetfeszültségeket egy háromtengelyű ellipszoiddal jellemezhetjük. Ennek tengelyeit nevezzük főfeszültségeknek (ebben az irányban nyírófeszültségek nem ébrednek), amelyeket $\sigma1$, $\sigma2$ és $\sigma3$ szimbólumokkal jelölünk, ahol $\sigma1 \geq \sigma2 \geq \sigma3$. Tekintettel arra, hogy a Föld felszínén a nyírási feszültségek gyakorlatilag zérusnak tekinthetők, a három főfeszültség közül kettő mindig a vízszintes síkban található, a harmadik pedig függőleges. Ennek függvényében beszélhetünk tágulásos ($\sigma1$ a függőleges), eltolódásos ($\sigma2$ a függőleges) és kompressziós ($\sigma3$ a függőleges) feszültségtérről (ANDERSON 1951).

A vizsgálatok túlnyomó többsége – így a fúrólyukak faldeformációjának és a földrengések fészekmechanizmusának meghatározása, a fiatal törések geometriájának elemzése, mikrotektonikai mérések – a vízszintes síkban ható maximális főfeszültség irányát (a továbbiakban: S_{Hmax}) képes meghatározni, amely a fentiek értelmében az egyik főfeszültség irányával egyezik meg. A földrengések fészekmechanizmusának elemzése alapján kiderült, hogy napjainkban a Pannon-medence tektonikai értelemben invertálódik és gyakorlatilag teljes

←*9. ábra.* A Tisza-40/96 szeizmikus szelvény és annak értelmezett változata. A pliocénre folyamatosan települő kvarter üledékeket egészen a felszín alatt 45 méterig egy negatív virágszerkezet (transztenzió) törései deformálják (TÓTH & HORVÁTH 1999)

Fig. 9 Tisza-40/96 high resolution multichannel seismic profile measured near the Martfű bend on river Tisza imaging a fault zone that clearly crosscut nearly the whole Quaternary strata (TÓTH & HORVÁTH 1999)

területe el- vagy feltolódásos (kompressziós) deformációt szenved. Így tehát a meghatározott S_{Hmax} irányok azonosnak tekinthetők a legnagyobb főfeszültség (σ1) irányával. A Pannon-medence déli régióiban és a délről illetve nyugatról szomszédos Dinaridákban és Alpokban az S_{Hmax} irányok viszonylag homogén képet mutatnak. A terület jelenleg É–D-i illetve ÉÉK–DDNy-i kompresszió alatt áll: ez az irány az Alföld területén ÉK–DNy-ivá válik (*10. ábra*). Az intenzív szénhidrogén kutatásnak köszönhetően Magyarország medenceterületeiről (Nagyalföld és Zalai-medence) bőséggel rendelkezünk feszültség meghatározások eredményeivel, és mivel az S_{Hmax} irányok viszonylag egységes képet mutatnak, extrapolációval az egész ország recens feszültségterét becsülni tudjuk. A Duna–Tisza közén σ1 jó közelítéssel ÉK–DNy-i irányú.

A kőzetfeszültségek abszolút nagyságának tekintetében lényegesen kevesebb adatra támaszkodhatunk. A Pannon-medence területéről eddig mindössze két feszültség-magnitúdó került publikálásra Duna–Tisza közi olajos fúrásokban elvégzett rétegrepesztés tapasztalatai alapján (GERNER et al. 1999). A két mérés közel azonos eredményt hozott: a minimális főfeszültség (σ3) nagysága kb. 65 MPa, míg a maximális főfeszültség (σ1) magnitúdója kb. 205 MPa-nak adódott.

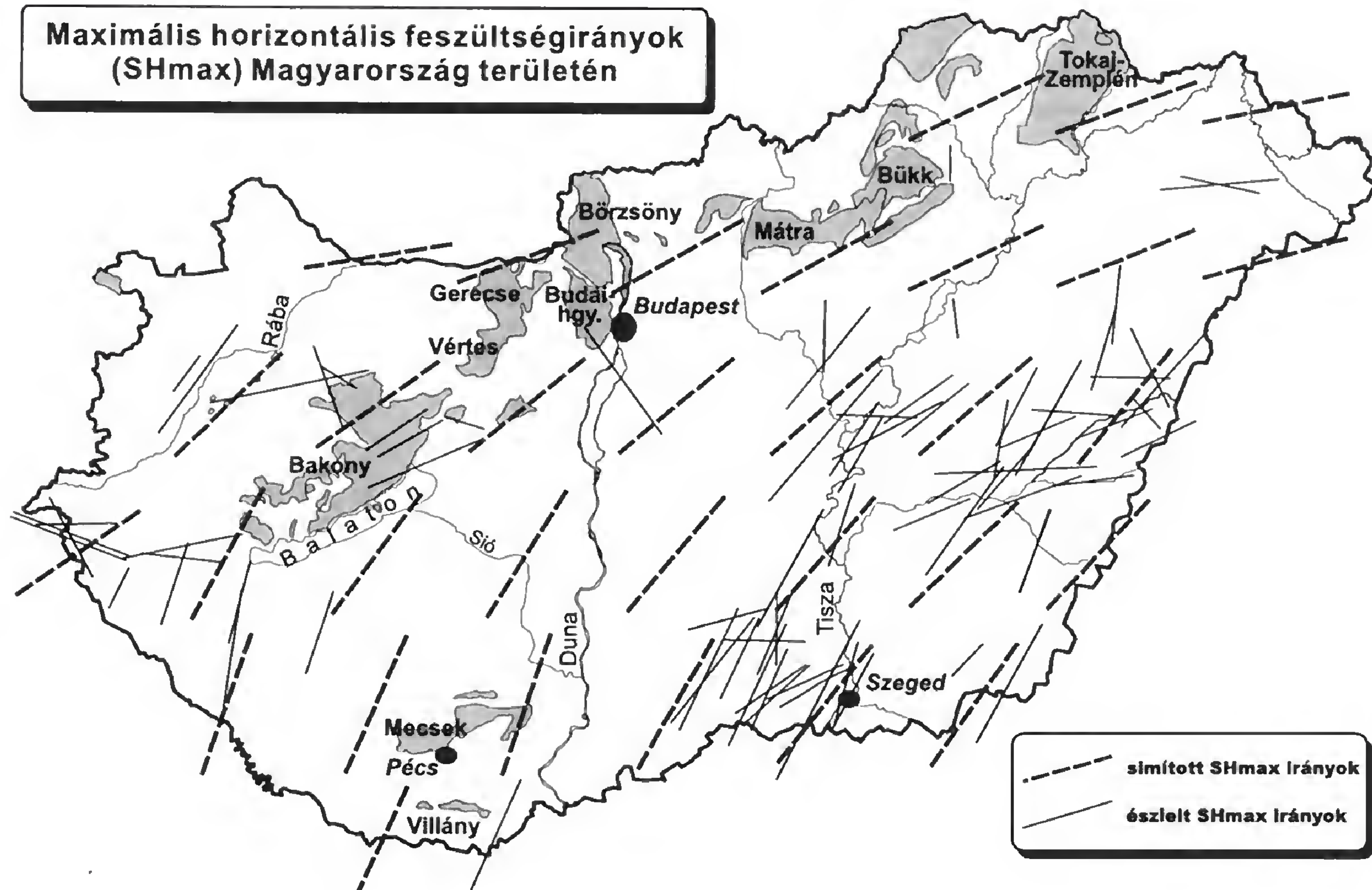
Tektonikai stabilitás becslése

A litoszféra legfelső tartományában (kb. 8–15 km mélységig) a kőzettestek ridegen viselkednek, a bennük fellépő erők (feszültségtér) hatására elsősorban töréses módon deformálódnak. A törések létrejöttét és a már a kőzetekben meglévő törések menti elmozdulást az ún. törési kritériumok segítségével írhatjuk le. Ezek olyan összefüggések, melyek megadják, hogy egy tetszőleges térbeli sík esetén az adott síkon ébredő nyírófeszültség és az arra merőleges nyomófeszültség között milyen kapcsolatnak kell fennállnia ahhoz, hogy abban a síkban törés jöjjön létre vagy a már meglévő törés mentén elmozdulás történjék. Eltolódásos vagy kompressziós tektonikai stílus esetén (σ1 tengely vízszintes) jól alkalmazható a Coulomb-Mohr féle törési kritérium, amely szerint a nyíró- és nyomófeszültségek (sorrendben τ és σn) között lineáris a kapcsolat, azaz:

$$\tau \geq c + \mu\sigma_n \qquad (2)$$

ahol c az ún. kohézió és μ a súrlódási tényező. A kohézió a már meglévő törések mentén elhanyagolható nagyságú; μ a kőzetek többségénél 0,5 és 0,8 közötti értéket vesz fel.

A törési kritériumokat egyszerűen ábrázolhatjuk egy olyan koordinátarendszerben, amelynek az x tengelyén a nyomó-, míg y tengelyén a nyírófeszültségek találhatók. A törési kritérium nem más, mint egy φ meredekségű egyenes, ahol μ = tgφ. Ugyanebben a koordinátarendszerben ábrázolhatjuk a főfeszültségek segítségével egy adott feszültségtér ún. Mohr-körét is: ennek középpontja az x tengelyen van (σ1+σ3)/2 értéknél; sugarának nagysága: (σ1-σ3)/2. A Mohr-kör segítségével a feszültségi ellipszoidhoz képest bármilyen pozíciót elfoglaló síkon kiszámolható mind a síkban ébredő nyírófeszültség, mind pedig az arra merőleges nyomófeszültség.



10. ábra. Maximális horizontális főfeszültség irányok (S_{Hmax}) Magyarország területén. A főbb trendeket kiemelendő, a térkép feltünteti az adatokból HANSEN & MOUNT (1990) algoritmusa alapján nyert simított és extrapolált irányokat is

Fig. 10 Maximum horizontal stress (S_{Hmax}) directions measured in Hungary. In order to highlight the major trends, the map shows the smoothed stress directions obtained by the algorithm of HANSEN & MOUNT (1990)

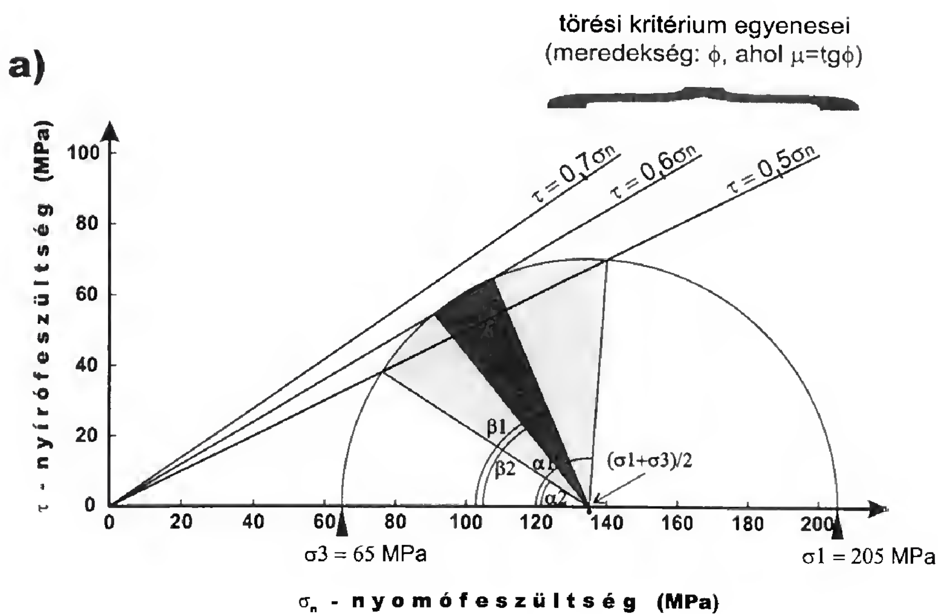
A törési kritérium és a Mohr-kör együttes ábrázolásával megadható az összes olyan sík, amely mentén törés létrejöttével, vagy a már létező törések felújulásával számolhatunk. A fentiek alapján ui. világos, hogy ha a törési egyenes érinti vagy belemetsz a Mohr-körbe, akkor lesznek olyan síkok, melyeken a nyírófeszültségek meghaladják a törési kritériumok által megadott nagyságot, így ott törés illetve elmozdulás jön létre. Mindezt jól szemlélteti a *11. ábra.* A Mohr-kört a rendelkezésünkre álló főfeszültségértékek segítségével rajzoltuk fel ($\sigma1$ = 205 MPa, $\sigma3$ = 65 MPa); szimmetria okok miatt csak a kör felső felét mutatjuk. A kör középpontja tehát az x tengelyen $(\sigma1+\sigma3)/2$ = 135 MPa értéknél található; a kör sugara 70 MPa. Mivel a már biztosan létező törések esetleges aktivitását vizsgáltuk, a kohézió értékét zérusnak vettük. Három törési egyenest rajzoltunk fel a leggyakoribb μ = 0,5, μ = 0,6 és μ = 0,7 súrlódási tényezőknek megfelelően.

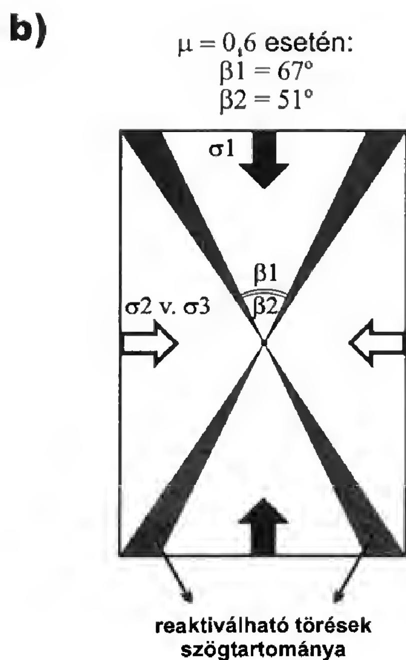
Az ábrán jól látszik, hogy nagyobb súrlódási tényező esetén (μ = 0,7) nincsen egyetlen olyan irány sem, amely mentén a meglévő törések reaktivációjától kellene tartani. Ha azonban μ értékét csökkentjük (kőzetmechanikai szempontból még mindig reális értékre, pl. μ = 0,6 vagy μ = 0,5 értékekre), akkor a törési görbék belemetszhetnek a Mohr-körbe. Természetesen ez jóval szembetűnőbb, ha μ = 0,5 értékkel számolunk. Az ábráról könnyen leolvasható az a szögtartomány is, amelyet az esetlegesen aktívvá váló törések a maximális főfeszültség irányokkal bezárhatnak. Ez μ = 0,6 esetén még egy viszonylag szűk (8°-os) tartományt (($\beta2$)/2 = 25,5°-tól ($\beta1$)/2 = 33,5°-ig) (*11b ábra*); μ = 0,5 esetén viszont már egy szélesebb (kb. 30°-os) zónát jelent (($\alpha2$)/2 = 16,5°-tól ($\alpha1$)/2 = 47°-ig) (*11c ábra*).

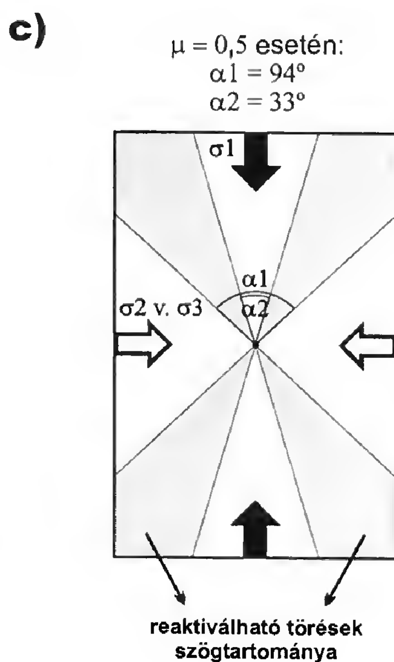
A *11b* és *11c ábrák* segítségével – és $\sigma1$ irányának függvényében – immáron térképi vetületben is jól kijelölhetők azok a szerkezeti irányok, amelyekben törések reaktivációja várható. Ez a Duna–Tisza köze esetében ($\sigma1$ itt ÉK–DNy-i irányú) egyfelől egy nagyjából É–D-i, másfelől pedig egy KÉK–NyDNy-i csapású aktív törési övet valószínűsít (*12. ábra*). Az előző fejezetben bemutatott, Pakstól Kecskeméten keresztül a Tisza martfűi kanyarjáig nyomozható aktív törésvonal csapása mindkét számításba vett súrlódási tényező (μ = 0,6 és μ = 0,5) által kijelölt szerkezeti pásztába beleesik. Ezért – a szeizmikus anyagokból szerezhető információkkal összhangban – ezt a törési övet tektonikusan instabilnak kell tekintenünk. Egyszerű kinematikai megfontolások alapján a vetőzóna mentén balos elmozdulást várhatunk a jövőben is.

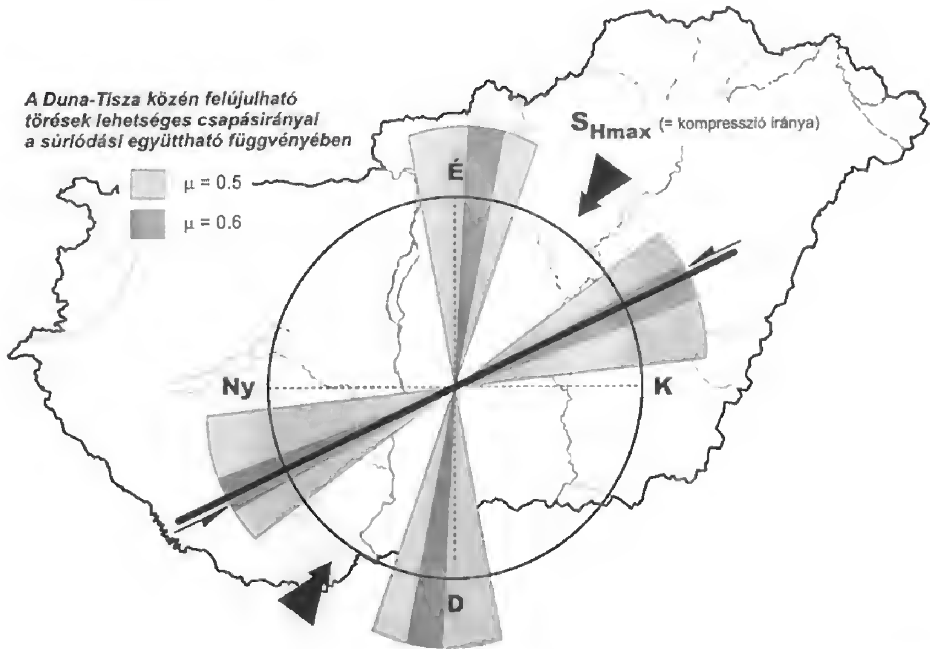
11. ábra → a) A törési kritérium egyenesei három súrlódási együttható esetén, valamint dél-alföldi feszültség magnitúdókból nyert feszültségi Mohr-kör. b) μ = 0,6 súrlódási tényező esetén $\sigma1$ és az esetlegesen reaktiválódó törések közti szög $\beta2/2$=25,5° és $\beta1/2$=33,5° között változhat (sötét szürke szögtartomány). c) μ = 0,5 súrlódási tényező esetén $\sigma1$ és az esetlegesen reaktiválódó törések közti szög $\alpha2/2$=16,5° és $\alpha1/2$=47° között változhat (világos szürke szögtartomány)

Fig. 11 a) Failure criteria in the case of three different values of the coefficient of internal friction (m) and the Mohr circle based on stress magnitude measurements carried out in the Great Hungarian Plain. b) Assuming μ *= 0.6, the angle between* $\sigma1$ *and the potentially reactivating faults ranges between* $\beta2/2$*=25.5° and* $\beta1/2$*=33.5° (dark grey shading). c) Assuming* μ *= 0.5, the angle between* $\sigma1$ *and the potentially reactivating faults ranges* $\alpha2/2$*=16.5° és* $\alpha1/2$*=47° (light grey shading)*


a)
törési kritérium egyenesei
(meredekség: ϕ, ahol μ=tgϕ)
τ=0,7σn
τ=0,6σn
τ=0,5σn
τ - nyírófeszültség (MPa)
100
80
60
40
20
0
β1
β2
α1
α2
(σ1+σ3)/2
0 20 40 60 80 100 120 140 160 180 200
σ3 = 65 MPa
σ1 = 205 MPa
σn - nyomófeszültség (MPa)


b)
μ = 0,6 esetén:
β1 = 67°
β2 = 51°
σ1
β1
β2
σ2 v. σ3
reaktiválható törések
szögtartománya


c)
μ = 0,5 esetén:
α1 = 94°
α2 = 33°
σ1
α1
α2
σ2 v. σ3
reaktiválható törések
szögtartománya



12. *ábra.* A Duna–Tisza közén KÉK–NyDNy-i átlagos csapásiránnyal rendelkező, Pakstól Kecskeméten át a Tiszán keresztül húzódó nyírási öv tektonikusan instabilnak tekinthető. A szerkezeti öv csapása (vastag fekete vonal) ugyanis a kőzetmechanikai számítások során meghatározott azon szögtartományba esik, amelyben a már létező törések reaktivációjával kell számolnunk

Fig. 12 The strike of the fracture zone (simplified projection is by heavy black line) running from Paks through Kecskemét to river Tisza is within the instable zone determined by the rock mechanic calculations. Thus, this ENE–WSW trending shear zone can be considered tectonically instable where one can anticipate the reactivation of pre-existing faults

Összefoglalás

Tanulmányunkban összefoglaltuk hazánk aktív tektonikai folyamatainak fontosabb jellemzőit. A bemutatott adatok és következtetések elméleti hátteret adnak a radioaktív hulladékok elhelyezésére szolgáló tárolótelephelyek tektonikai veszélyeztetettségének megítéléséhez. Mivel a Pannon-medence és környezete szeizmikusan közepesen aktív területnek számít, precíz szeizmotektonikai modellek kidolgozása csak nagy körültekintéssel és a lehető legtöbb földtani adat bevonásával lehetséges. Rámutattunk, hogy az ilyen modellek kidolgozásához nélkülözhetetlen a földrengés tevékenység és az aktív tektonikai folyamatok pontos ismerete és azok kapcsolatának megértése. Tisztázni kell a földrengések magnitúdó szerinti gyakoriságát, visszatérési idejét, forrásparamétereit és fészekmechanizmusát. Szükséges a szeizmoaktív törések azonosítása, az aktív töréses övek geometriájának pontos meghatározása, a kőzettestek feszültség állapotának és kőzetmechanikai paramétereinek, töredezettségének vizsgálata. Csak ezen információk minél teljesebb megléte és részletes elemzése

után lehetséges a radioaktív hulladéktárolók telephelyének kijelölését döntően befolyásoló földrengés- veszélyeztetettség és tektonikai stabilitás hiteles megítélése.

Irodalom – References

ANDERSON, E. M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation. – Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.

ANDERSON, H. & JACKSON, J. 1987: Active tectonics of the Adriatic region. – *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **91**, 937–983.

BADA, G., GERTNER, P., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1998: Sources of recent tectonic stress in the Pannonian region: Inferences from finite element modelling. – *Geophysical Journal International* **134**, 87–102.

BADA, G., HORVÁTH, F., FEES, I. & GERNER, P. 1999: Review of the present-day geodynamics of the Pannonian basin: Progress and problems. – *Journal of Geodynamics* **27**, 501–527.

BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., COBLENTZ, D. & TÓTH, T. 2000: The role of topography induced gravitational stresses in basin inversion: The case study of the Pannonian basin. – *Tectonics*, nyomdában.

BYERLEE, J. D. 1978: Friction of rocks. – *Pure and Applied Geophysics* **116, 615626.**

DEL BEN, A., FINETTI, I., REBEZ, A. & SLEJKO, D. 1991: Seismicity and seismotectonics at the Alps-Dinarides contact. – *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **33**, 155–176.

DETZKYNÉ LÓRINCZ K. 1996: Részletes tektonikai vizsgálatok a Középalföldön. – OTKA kézirat, 41 p.

DÖVÉNYI P. 1994: Geofizikai vizsgálatok a Pannon-medence litoszféra fejlődésének megértéséhez. – Kandidátusi értekezés, MTA Budapest, 127 p.

GERNER, P., BADA, G., DÖVÉNYI, P., MÜLLER, B., ONCESCU, M.C., CLOETINGH, S. & HORVÁTH, F. 1999: Recent tectonic stress and crustal deformation in and around the Pannonian basin: Data and models. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (Eds): The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. *Geological Society of London Special Publications* **156**, 269–294.

GRENERCZY, Gy., KENYERES, A. & FEJES, I. 1999: Present crustal movement and strain distribution in Central Europe inferred from GPS measurements. – *Journal of Geophysical Research*, benyújtva.

GUTDEUTSCH, R. & ARIC, K. 1988: Seismicity and neotectonics of the East Alpine - Carpathian and Pannonian area. – In: ROYDEN, L. & HORVÁTH, F. (Eds): The Pannonian basin. *AAPG Memoir* **45**, 183–194.

HANSEN, K. N. & MOUNT, V. S. 1990: Smoothing and extrapolation of crustal stress orientation measurements. – *Journal of Geophysical Research* **95**, 1,155–1,166.

HERTELENDI E., PETR R., SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1989: Radiokarbon koradatok a Paks-Szekszárd süllyedék kialakulásához. – *Földrajzi Értesítő* **38**, 319–324.

HILL, D. P., EATON, J. P., ELLSWORTH, W. L., COCKERHAM, R. S. & LESTER, F. W. 1991: The seismotectonic fabric of central California. – In: SLEMMONS, D. B., ENGDAHL, E. R., ZOBACK, M. D. & BLACKWELL, D. D. (Eds): Neotectonics of North America. *Geological Society of America, Decade Map* Vol. **1**, 107–132.

HORVÁTH, F. 1984: Neotectonics of the Pannonian basin and the surrounding mountain belts: Alps, Carpathians and Dinarides. – *Annales Geophysicae* **2**, 147–154.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress-induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **266**, 287–300.

HUTTON, L. K., JONES, L. M., HAUKSSON, E. & GIVEN, D. D. 1991: Seismotectonics of southern California. – In: SLEMMONS, D. B., ENGDAHL, E. R., ZOBACK, M. D. & BLAKWELL, D. D. (Eds): Neotectonics of North America. *Geological Society of America, Decade Map* Vol. **1**, 133–152.

HUZITA, K., IMAIZUMI, T., KAIZUKA, S., MATSUDA, T., NAKADA, T., OKADA, A., OTA, Y., UTSU, T., YONEKURA, N. & YOSHI, T. 1992: Maps of active faults in Japan with an explanatory text. – University of Tokyo Press, Tokyo, 76 p.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY 1979: Earthquakes and associated topics in relation to nuclear power plant siting. – IAEA Safety Series no. 50-SG-S1, IAEA Vienna.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY 1981a: Underground disposal of radioactive wastes – Basic guidance. – IAEA Safety Series no. 54, IAEA Vienna.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY 1981b: Safety assessment for the underground disposal of radioactive wastes. – IAEA Safety Series no. 56, IAEA Vienna.

INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY 1995: The Principles of radioactive waste management. – IAEA Safety Series no. 111-F, IAEA Vienna.

JAEGER, J. C. & COOK, N. G. W. 1976: Fundamentals of rock mechanics. – Chapman & Hall, London, 513 p.

JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.

KASTENBERG, W. E. & GRATTON, L. J. 1997: Hazards of managing and disposing of nuclear waste. – *Physics Today* **50/6**, 41–46.

MÜLLER, B., ZOBACK, M. L., FUCHS, K., MASTIN, L., GREGERSEN, S., PAVONI, N., STEPHANNSON, O. & LJUNGGREN, C. 1992: Regional pattern of tectonic stress in Europe. – *Journal of Geophysical Research* **97**, 11,783–11,803.

NORTH, D.W. 1997: Unresolved problems of radioactive waste: Motivation for a new paradigm. – *Physics Today* **50/6**, 48–54.

POGÁCSÁS Gy., LAKATOS L., BARVITZ A., VAKARCS G. & FARKAS Cs. 1989: Pliocén-quarter oldaleltolódások a Nagyalföldön. – *Általános Földtani Szemle* **24**, 149–169.

POLINSKI, R. K. & EISCHBACHER, G. H. 1992: Deformation partitioning during polyphase oblique convergence in the Karawanken Mountains, Southeastern Alps. – *Journal of Structural Geology* **14**, 1,203–1,213.

RÓNAI, A. 1981: Magnetostratigraphy of Pliocene-Quaternary sediments in the Great Hungarian Plain. – *Earth Evolution Sciences* **1**, 265–267.

SLEJKO, D., CARULLI, G. B., NICHOLIC, R., REBEZ, A., ZANFERRARI, A., CAVALLIN, A., DOGLIONI, C., CARRARO, G., CASTALDINI, D., ILICETO, V., SEMENZA, E. & ZANOLLA, C. 1989: Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review. – *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* **31**, 109–136.

TÓTH L., CSABAFI R., GRENERCZY Gy., HORVÁTH F., KISZELY M., KOSZTYU Z., KOPÁCSVÖLGYI S., MÓNUS P., PÁNCSICS Z., POSGAY K., RÁNER G., REDLERNÉ TÁTRAI M., SZABÓ Z., TÓTH T., ZSÍROS T. & WÉBER Z. 1998: A PAE telephely és környezete mikroszeizmikus megfigyelései. – Összefoglaló értékelés. GeoRisk Kft., Budapest, kézirat.

TÓTH T. & HORVÁTH F. 1997: Neotektonikus vizsgálatok nagyfelbontású szeizmikus szelvényezéssel. – In: MAROSI, S. & MESKÓ, A. (Eds): A paksi atomerőmű földrengésbiztonsága. Akadémiai Kiadó, Budapest, 123–152.

TÓTH T. & HORVÁTH F. 1999: Van bizonyíték a negyedidőszaki tektonizmusra Paks környékén! - *Földtani Közlöny* **129**, 190–204.

VRABEC, M. 1994: Style of postsedimentary deformation in Plio-Quaternary Velenje basin, NE Slovenia. – *Acta Carstologica* **23**, 155–167.

WARD, S.N. 1994: Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. – *Geophysical Journal International* **117**, 441-452.

A kézirat beérkezett: 1999. 12. 7.

Földtani Közlöny 130/4, 611–622 (2000) Budapest

Ökogeológiai vizsgálatok a Duna–Tisza közi hátság nyugati peremén

Eco-geological investigations of the western part of the Danube–Tisza Interfluve

KERÉK Barbara[1]

(6 ábra)

Key words: ecogeology, calcium-carbonate, acidification, Danube–Tisza Interfluve
Tárgyszavak: ökogeológia, kalcium-karbonát, savanyodás, Duna–Tisza köze

Abstract

The development of a biotop is a long process and a number of factors are involved part, such as the parent material of the soil, the relief, and the climate. The fundamentals of the biotop determine the establishment of the flora and fauna – namely, the biocenesis which is typical in the biotop. This is not a one-way relation. The inanimate factors and the live biological organisms have an effect on each other; this interaction, although its intensity and quality are constantly changing, maintains the biological balance. A divergent approach is required to understand this linking-system and, because of this, one-by-one selection and research of the factors is practical.

The area (approximately 5380 km^2) where the research took place, is the south-western margin of the Danube–Tisza Interfluve and conform to the agrogeological map namely Kiskőrös. Within the framework of the geological mapping of the Great Hungarian Plain, the drilling of 10 m deep shallow boreholes was completed according to a regular grid. The near-surface layers were surveyed at the respective depths of 0.5 m, 1 m and 1.5 m in order to find the $CaCO_3$ content. Maps were compiled for the three preferred depths, and with the help of these, the possible occurrence of acidification was demonstrated. Based on the $CaCO_3$ content, the area was classified into seven categories: acidic, acidified, acidifying, acidic in depth, $CaCO_3$ accumulation on the surface, deep $CaCO_3$ accumulation and non acidic geological medium.

The areas, which belong to the acidifying-category are of high importance, because in those areas changes occur possibly right now. If the geological setting does not give reason for soil-acidification or acidified soil, that means it could be caused by human-intervention (for example the acidifying-effect of chemical fertilizer or the environmental pollution caused by acidic-precipitation — STEFANOVITS 1990). In the case of pH-decrease caused by agricultural utilization, permanent soil-amelioration is necessary for keeping the productivity, to stop the process or turn it back. Another problem is that the increasing soil-acidity intensifies the mobility of the toxic heavy-metals and their penetration into the biological-circle (MÁTÉ 1990).

Besides the above, four area-typical bio-area types were chosen (i.e. sandy, carbonate muddy, salt affected and peaty areas), based on the geology. The ecogeology map shows the connection between the possible occurrence of the acidification and the bio-area types based on geology.

Manuscript received: 07 09 1999

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Összefoglalás

Egy biotóp (élettér) kialakulása hosszú folyamat és tényezők sokasága vesz benne részt a talaj anyakőzetétől a domborzaton át az éghajlatig. A biotóp adottságai döntően meghatározzák az ott megtelepedő növény és állatvilágot, vagyis azt az életközösséget (biocönózist) amely jellemző egy élettérre. A kapcsolat azonban nem egyirányú. Kölcsönös egymásra hatás figyelhető meg a biotóp élettelen tényezői és az ott élő szervezetek között, amely intenzitása és minősége időben változik ugyan, de mindvégig megőrzi a biológiai egyensúlyt. Ahhoz, hogy átlássuk ezt a kapcsolatrendszert szerteágazó ismeretekre van szükség, így célszerű egy-egy tényezőt kiválasztani és külön megvizsgálni.

A megközelítőleg 5380 km^2 terület, ahol a kutatást végeztük, a Duna–Tisza közi hátság délnyugati részén helyezkedik el és a Kiskőrös jelű agrogeológiai térképlap fedi le. Az Alföld földtani térképezése keretében tíz méteres sekélyfúrásokat mélyítettünk, meghatározott fúrásháló mentén. Megvizsgáltuk a felszín-közeli képződmények $CaCO_3$ tartalmát 0,5, 1 és 1,5 méteres mélységből vett minták segítségével. A három kitüntetett mélységről térkép is készült és ennek segítségével próbáltuk meg ábrázolni a savanyodás lehetséges előfordulását. A mésztartalom alapján hét kategóriába soroltuk a területeket: alacsony karbonát tartalmú (savanyú földtani közeg), csökkent karbonát tartalmú (savanyodott földtani közeg), csökkenő karbonát tartalmú (savanyodó földtani közeg), mélyben alacsony karbonát tartalmú (mélyben savanyú földtani közeg), felszíni mészakkumulációs, mélységi mészakkumulációs és nem savanyú területek.

A savanyodó kategóriába sorolt területek külön figyelmet érdemelnek, mivel itt feltehetőleg jelenleg is változások zajlanak. Ha a földtani közeg nem indokolja a talajsavanyodást, illetve a savanyodottságot, akkor az emberi beavatkozásra történhetett (pl.: műtrágyázás savanyító hatása, vagy a környezetszennyezésből adódó savas ülepedés – STEFANOVITS 1990). A mezőgazdasági hasznosításból eredő kémhatás csökkenés esetében a termőképesség fenntartására rendszeres talajjavításra van szükség, a folyamat megállításához, esetleg visszafordításához. Egy másik probléma, hogy a talajok fokozódó elsavanyodásának következtében nő a toxikus nehézfémek mobilitása, bekerülése a biológiai anyagforgalomba (MÁTÉ 1990.).

Az ökogeológiai térképen négy, a területre jellemző, geológiai szempontból kiválasztott élettér típust (homokos, mésziszapos, szikes és tőzeges területek) ábrázoltunk (a kiválasztásnál figyelembe vettük az MTA Ökológiai Bizottságának állásfoglalását a biotóp fogalmának definíciójáról 1987). Ezután kapcsolatot kerestünk a savanyodás lehetséges előfordulása és a különböző geológiai szempontból kijelölt életterek között.

Bevezetés

Egy biotóp (élettér) kialakulása hosszú folyamat és tényezők sokasága vesz benne részt a talaj anyakőzetétől a domborzaton át az éghajlatig. A biotóp adottságai döntően meghatározzák az ott megtelepedő növény és állatvilágot, vagyis azt az életközösséget (biocönózist) amely jellemző egy élettérre. A kapcsolat azonban nem egyirányú. Kölcsönös egymásra hatás figyelhető meg a biotóp élettelen tényezői és az ott élő biológiai szervezetek között, amely intenzitása és minősége időben változik ugyan, de mindvégig megőrzi a biológiai egyensúlyt.

Az ember által nem bolygatott területeken természetes önszabályozó rendszer működik, amely változó körülmények között is képes fenntartani az egyensúlyt. A mezőgazdasági termelésbe bevont, illetve más módon hasznosított területeken viszont nekünk kell megoldani a rendszer szabályozását, ugyanis a gazdálkodással törvényszerűen együtt járó gyors változásokhoz az élőlények képtelenek alkalmazkodni. Ráadásul a mesterségesen létrehozott és fenntartott

szántóföldi monokultúrákban a biomassza (termés) kivételével megszakad az ökológiai anyagkörforgás (KACSUR 1985).

Nagyon lényeges tehát, hogy megismerjük az egyes tényezőket és folyamatokat, így prognosztizálni tudjuk a bekövetkező változásokat és azok ütemét, felkészülve a negatív hatások kiküszöbölésére illetve az esetleges rehabilitációra. A felszíni–felszín-közeli képződmények savanyodása az egyik ezek közül a változások közül. Az edafikus tényezők (MOSER & PÁLMAI 1992) megváltozása, például a talaj karbonáttartalmának csökkenése, maga után vonja mindazon tényezők változását, amelyek közvetlen vagy közvetett kapcsolatban állnak a vizsgált rendszerrel. Ezért a talajsavanyodás területi ábrázolását vettük az ökogeológiai mintatérképünk alapjául. A savanyodás lehetséges előfordulása térképét a felszín-közeli képződmények kalcium-karbonát tartalmából vezettük le.

Jelen cikk – mely a T.025970 számú OTKA pályázat támogatásával készült – témája az agrogeológiai szelvényezés szerinti Kiskőrös jelű térképlap felszíni–felszín-közeli képződményeinek (0–1,5 méterig) kalcium-karbonát tartalma, ezzel összefüggésben a savanyodás lehetséges előfordulása és kapcsolata a jellemző életterekkel.

Vizsgálati eredmények

A kiskőrösi lap középső és keleti fele kiterjed a Duna–Tisza köze délnyugati részére, nyugati harmada pedig átnyúlik a Dunán. Mivel a komplex Alföld-térképezés csak a Dunától keletre lévő területekre korlátozódott, így a térképszerkesztéshez szükséges adatmennyiség is csak ebből a térségből állt rendelkezésre. Az ábrázolt térszín nyugati fele a Duna-völgy sík vidékéhez tartozik, míg keleti felét a Duna–Tisza közi hátság tölti ki (*1. ábra*).

A vizsgált területen, a geológiai adottságok felmérésére, a Magyar Állami Földtani Intézet Síkvidéki Osztályának munkája során 829 sekélyfúrás mélyült, megközelítőleg 1,5 km-es fúrásközű hálózat mentén. A fúrások feldolgozása során a feltárt üledékeket részletesen leírták és megmintázták laboratóriumi vizsgálatra. A kapott adatokból szerkesztették meg az Alföld földtani térképe atlaszsorozat változatait. A rendelkezésre álló adatokból az 1990-es években a Földtani Intézet Agrogeológia Projektjén további agrogeológiai térképváltozatokat is szerkesztettünk. Ezek a térképek és a megszerkesztésükhöz használt adathalmaz tette lehetővé ökogeológiai értékelésünk megkezdését.

Az agrogeológiai szelvényezés szerinti Kiskőrös jelű térképlap kilenc darab 100 000-es térképlap (az Izsák jelű lap teljes egésze, a Ráckeve, Dabas, Cegléd, Dunaújváros, Kecskemét, Szekszárd, Kiskunhalas és Kiskunmajsa jelű lapok egy része) területére terjed ki (a speciális szelvényezést a program indításakor gyakorlati megfontolások indokolták).

A térképlap egészén a felszín-közeli képződményeket pleisztocén végi, illetve holocén laza üledékek alkotják (KUTI et al. 1989, 1991). A felszín-közeli képződmények kőzetkifejlődésében a homok az uralkodó. A homokréteg vastagsága eléri, sőt helyenként meghaladja a 10 métert mind a Duna-völgyben, mind a hátság területén. A Duna-völgy északi részén a 4–6 méteres homokréteg alatt a

1. ábra. Magyarország agrogeológiai térképsorozata Kiskőrös jelű lapjának topográfiai térképe

Fig. 1 Topographic map of the Kiskőrös map-sheet, Agrogeological maps of Hungary

talpmélységig felső-pleisztocén kavics található. A Duna–Tisza közi hátság területén a 2–6 méter vastagságú felszíni homokréteg durva kőzetlisztre települt. Errefelé az sem ritka, hogy a homok és a durva kőzetliszt 2–3 méteres sávokban váltakozva fordul elő.

A homok után az agyag a legjelentősebb felszíni képződmény, de a homokkal összevetve alárendelt szerepet játszik. Elsősorban a Duna-völgyben fordul elő, de megtalálható a Duna–Tisza közi hátság laposaiban is. Az általában 2–6 méter vastagságú felszíni agyagréteg homokra, ritkábban kőzetlisztre települt. Helyenként az is előfordul, hogy az agyag 2–3 méter vastag homok vagy kőzetliszt rétegekkel váltakozva települ (KUTI et al. 1996).

A területen kisebb foltokban kőzetliszt is megtalálható, melynek vastagsága elérheti illetve meghaladhatja a 10 métert. Ahol vékonyabb, ott homokra települt, vagy 2–3 méter vastag rétegekben homokkal váltakozik.

A kalcium-karbonát tartalmat 0,5; 1 és 1,5 méteres mélységben mértük és külön-külön térképen is ábrázoltuk (2, 3, 4. *ábra*). Emellett megszerkesztettük a felszín-közeli képződmények $CaCO_3$ tartalmát ábrázoló térképet is (5. *ábra*). A kitüntetett mélységekben mért $CaCO_3$-ot mennyisége alapján három kategóriába soroltuk: nagyon alacsony (<5%), közepes (5–30%) és magas(>30%). Majd attól függően hogy a különböző mésztartalmú rétegek hogyan helyezkednek el egymáshoz viszonyítva huszonhét kategóriát tudtunk elkülöníteni. A jelmagyarázatban ezt három csoportban elkülönítve ábrázoltuk. A mésztartalom eloszlására a változatosság jellemző ugyan, de a legnagyobb összefüggő területen a kedvező 5–30% közötti $CaCO_3$ tartalom fordul elő (KUTI et al. 1996). Jóval kisebb térségben, de összefüggő foltokban a lap egészén találhatók kis mészkarbonát tartalmú (<5%) területek. A lap északi szélén egy nagyobb és északi harmadában néhány kisebb foltban a kalcium-karbonát tartalom 30% fölötti, mindhárom mélységben. Ettől eltekintve a nagy mészkarbonát tartalom alárendelt szerepet játszik mind a felszíni, mind a mélyebb rétegekben. Jellemző viszont, hogy a lap egészén nagy foltokban találhatók olyan területek, ahol a felszíni $CaCO_3$ tartalom nagyon alacsony (<5%), mélyebben pedig közepes (5–30%).

Az eredmények értékelése

A kalcium-karbonát tartalom alapján megállapított huszonhét kategóriát – a lehetséges savanyodást figyelembe véve – hét kategóriába vontuk össze: alacsony karbonát tartalmú (savanyú földtani közeg), csökkent karbonát tartalmú (savanyodott földtani közeg), csökkenő karbonát tartalmú (savanyodó földtani közeg), mélyben alacsony karbonát tartalmú (mélyben savanyú földtani közeg), felszíni mészakkumulációs, mélységi mészakkumulációs és nem savanyú területek. Ezeket a térképen sraffozással, területfoltosan ábrázoltuk. A térkép jelkulcsában az egyes kategóriákhoz tartozó sraffkód mellett feltüntettük a mésztartalom vertikális tagolódása alapján jellemző szelvény-típusokat is (6. *ábra*).

Az ökogeológia térképen ezen túlmenően négy, a területre jellemző, geológiai szempontból kiválasztott élettér típust (homokos, mésziszapos, szikes és tőzeges területek) is ábrázoltunk különféle sraffokkal jelölve. A térkép jobb átláthatósága

2. *ábra.* A $CaCO_3$ %-os eloszlása 0,5 méteres mélységben

Fig. 2 Distribution of the $CaCO_3$ content in 0.5 metre-depth

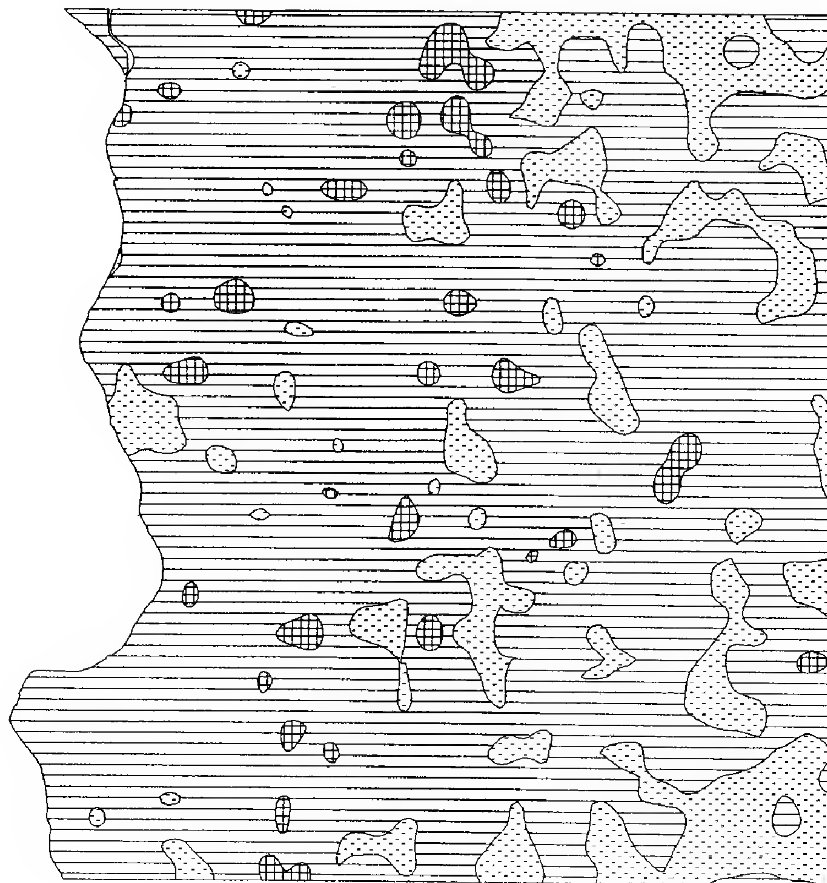
$CaCO_3$ tartalom:

0-5%

5-30%

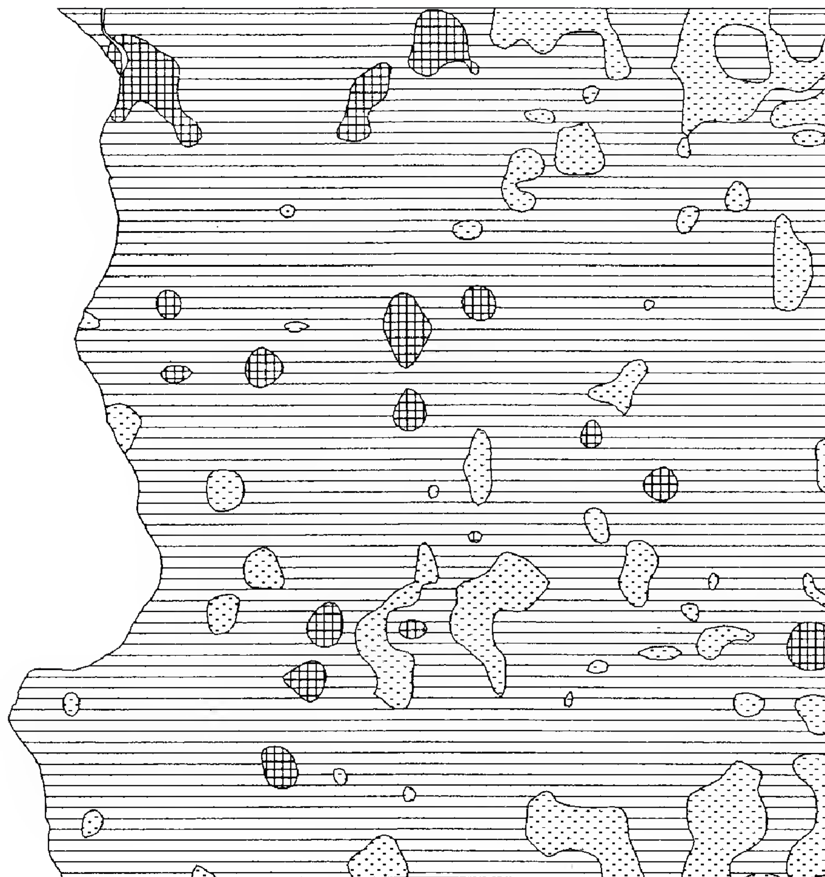
> 30%

0 10 km



3. *ábra.* A $CaCO_3$ %-os eloszlása 1,0 méteres mélységben

Fig. 3 Distribution of the $CaCO_3$ content in 1.0 metre-depth



$CaCO_3$ tartalom:

0-5%

5-30%

> 30%

0 10 km

4. ábra. A $CaCO_3$ eloszlása 1,5 méteres mélységben

Fig. 4 Distribution of the $CaCO_3$ content in 1.5 metre-depth

$CaCO_3$ tartalom:

- 0-5%
- 5-30%
- > 30%

0 — 10 km

5. ábra. A felszín közeli képződmények kalcium-karbonát tartalma

Fig. 5 The $CaCO_3$ content in the near-surface sediments

Jelmagyarázat:

$CaCO_3$ %

0,5 m	30 (	30 (	30 (	30 (	30 (	30 (	30 (	30 (	30 (
1,0 m	30 (	30 (	30 (	0-5	0-5	0-5	5-30	5-30	5-30
1,5 m	30 (	0-5	5-30	30 (	0-5	5-30	30 (	0-5	5-30

$CaCO_3$ %

0,5 m	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5	0-5
1,0 m	30 (	30 (	30 (	0-5	0-5	0-5	5-30	5-30	5-30
1,5 m	30 (	0-5	5-30	30 (	0-5	5-30	30 (	0-5	5-30

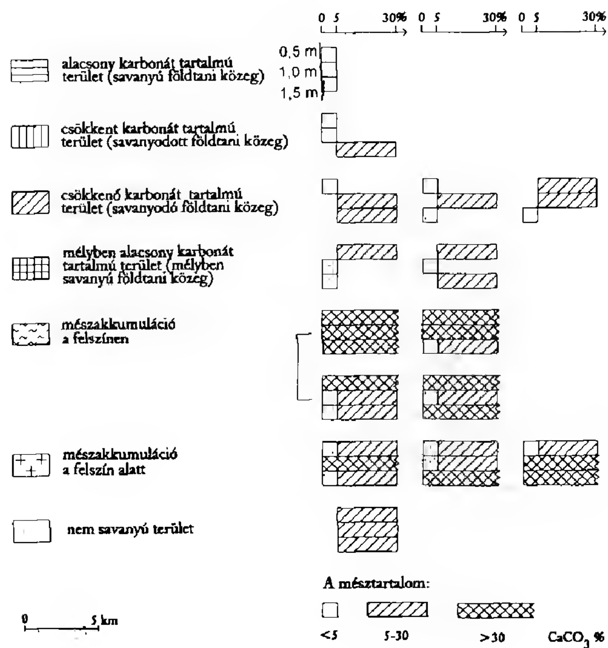
$CaCO_3$ %

0,5 m	5-30	5-30	5-30	5-30	5-30	5-30	5-30	5-30	5-30
1,0 m	30 (	30 (	30 (	0-5	0-5	5-30	0-5	5-30	5-30
1,5 m	30 (	0-5	5-30	30 (	0-5	30 (	5-30	0-5	5-30

0 5 km

6. *ábra.* A savanyodás lehetséges előfordulása a $CaCO_3$ tartalom alapján

Fig. 6 The possible occurrence of acidification based on the $CaCO_3$ content



érdekében a savanyodás lehetséges előfordulását itt színskála segítségével ábrázoltuk. A homokos területek közül az eolikus és fluvioeolikus térszíneket azonos jelöléssel láttuk el, mivel – tapasztalataink szerint – ezek az élőlények szempontjából nagyon hasonló életteret jelentenek, és ettől elkülönülő jellel ábrázoljuk a folyóvízi homokos területeket, mivel azok a nagyobb humusz és nedvességtartalmuk alapján eltérnek az előbb említett területtípusoktól (melléklet).

A közös térképi ábrázolás lehetőséget nyújt arra, hogy összefüggéseket keressünk a savanyodás lehetséges előfordulása és az egyes élettér típusok között. Megállapítható hogy az eolikus és fluvioeolikus homok-területek elterjedése nem függ össze a lehetséges savanyodási kategóriákkal, így a terület keleti kétharmadán a felszín kalcium-karbonát tartalmától függetlenül uralkodó. A fluviális homok, mint élettér szintén nem mutat specifitást a mésztartalomra. Kisebb területen ugyan, de jellemző a térség nyugati harmadára.

A mésziszap előfordulása más képet mutat. Az előzetes várakozásoknak megfelelően megjelenése olyan területekre korlátozódik ahol a felszínen vagy a mélyben mészakkumuláció fordul elő, illetve nem savanyúak a képződmények. Ilyen mésziszap előfordulások találhatók a vizsgált terület keleti felén, kisebb-nagyobb foltokban. Jellemző ezekre a foltokra, hogy a mésziszap megjelenése szikesedéssel társul. A térség nyugati felében nagyobb, összefüggő szikes foltok találhatók, melyek előfordulása szintén „mészfüggő". Nem találhatók savanyú, savanyodott vagy savanyodó felszín-közeli képződményekkel együtt, de helyenként felbukkannak mélyben savanyú foltokban.

Tőzeg főleg a hátság pereme előtt található a régi medrek kavicsa felett (RÓNAI 1985). Említést érdemel egy kiterjedt folt Izsáktól nyugatra és egy É–D-i irányú sáv Akasztótól délre. Ha összefüggést keresünk a savanyodás előfordulása és a tőzeg jelenléte között, látjuk hogy a felszíni mészakkumuláció kizárja a tőzeg

← A 6. ábra jelmagyarázatának értelmezése:
A savanyodás lehetséges előfordulása a felszíni–felszín-közeli képződmények mésztartalma alapján. A három kitüntetett mélység (0,5 m, 1 m és 1,5 m) mindegyikében előfordulhat bármelyik $CaCO_3$ kategória (alacsony, közepes, magas) – egyszerre természetesen csak egy – és így 27 különböző szelvénytípust kapunk (lásd A felszín-közeli képződmények kalcium-karbonát tartalma c. térkép jelmagyarázatát). Ezeket a szelvénytípusokat különböző színű négyzettel ($CaCO_3$ tartalom <5%) illetve téglalapokkal ($CaCO_3$ tartalom 5–30%, >30%) ábrázoltuk. Az egymás mellett szereplő különböző mésztartalmak vagylagos előfordulást jelentenek (alacsony vagy közepes mésztartalom a mészakkumuláció a felszínen, valamint a felszín alatt kategóriában). A savanyodás szempontjából hasonló típusokat összevontuk egy savanyodási kategóriába, de olyan is előfordul, hogy egy szelvénytípus jelöl egy savanyodási kategóriát (pl. nem savanyú terület). Savanyú területnek vettük, ahol 1,5 méteres mélységig alacsony a képződmények mésztartalma. Savanyodott a terület, ahol az alapkőzet (1,5 m-en) közepesen meszes, míg fölötte alacsony a mésztartalom. Savanyodó kategóriába soroltuk, ahol a fölső fél méteres réteg alacsony mésztartalmú, alatta mindkét mélységben közepes illetve közepes és alacsony a mésztartalom. Mélyben savanyú a terület, ha a középső vagy a legalsó rétegben alacsony a $CaCO_3$ tartalom. Minden olyan terület ahol a legfelső rétegben a mésztartalom magas (9 típus), a mészakkumuláció a felszínen kategóriába tartozik. Ha a középső vagy az alsó, esetleg mindkettő réteg magas mésztartalommal jellemezhető (10 típus), akkor ott mészakkumuláció található a felszín alatt. Ahol mindhárom rétegben közepes a $CaCO_3$ tartalom, ott nem savanyú területről beszélünk.

megjelenését. Ettől eltekintve a kalcium-karbonát tartalom nem befolyásolja ennek az élettérnek a megjelenését.

Az eddigiekben ismertettük ökogeológiai kutatásunk első eredményeit. A továbbiakban folytatni kívánjuk a savanyodás és a geológiai szempontból kialakított életterek összefüggéseinek vizsgálatát más megközelítésben, valamint újabb területeket szeretnénk bevonni a kutatásba. Véleményünk szerint a továbblépéshez más tudományterületen dolgozó szakemberek (ökológus, botanikus, agrármérnök) bevonására is szükség van, hogy minél komplexebb vizsgálatok készüljenek és eredményeinket minél szélesebb körben megismerjék.

Irodalom–References

KACSUR I. 1985: *Ismeretrendszerek és módszerek az ökológiai–környezetvédelem tanításában.* – Tankönyvkiadó, Budapest, 7–19.

KUTI L., FARKAS P. & MÜLLER T. 1990.: A talajsavanyodás agrogeológiai vizsgálata. – Környezetünk savanyodása c. országos konferencia, IV. szekció, Talaj, Konferencia Kiadvány

KUTI L. 1981: Az Alföld földtani atlasza. Kecskemét. – MÁFI, Budapest

KUTI L. 1986: Az Alföld földtani atlasza. Dabas. – MÁFI, Budapest

KUTI L. 1989: Az Alföld földtani atlasza. Dunaújváros–Izsák. – MÁFI, Budapest

KUTI L. 1991: Az Alföld földtani atlasza. Kiskunhalas. – MÁFI, Budapest

KUTI L., Müller T., Szentpétery I. & Vatai J. 1996: Magyarország agrogeológiai térképei. Kiskőrös. – MÁFI, Agrogeológia, Budapest

MÁTÉ F. 1990: A civilizációs eredetű savterhelés hatása a talajok néhány tulajdonságára. – Környezetünk savanyodása c. országos konferencia, IV. szekció, Talaj

MOSER M. & PÁLMAI Gy. 1992: *A környezetvédelem alapjai.* – Tankönyvkiadó, Budapest, 111–120.

Az MTA Ökológiai Bizottságának állásfoglalása néhány fogalom definíciójáról 1987: Álljunk meg néhány szóra... – *Magyar Tudomány,* **32/11**, 894–897.

RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica, ser. Geol.* **21**, Institutum Geologicum Hungaricum, Budapest.

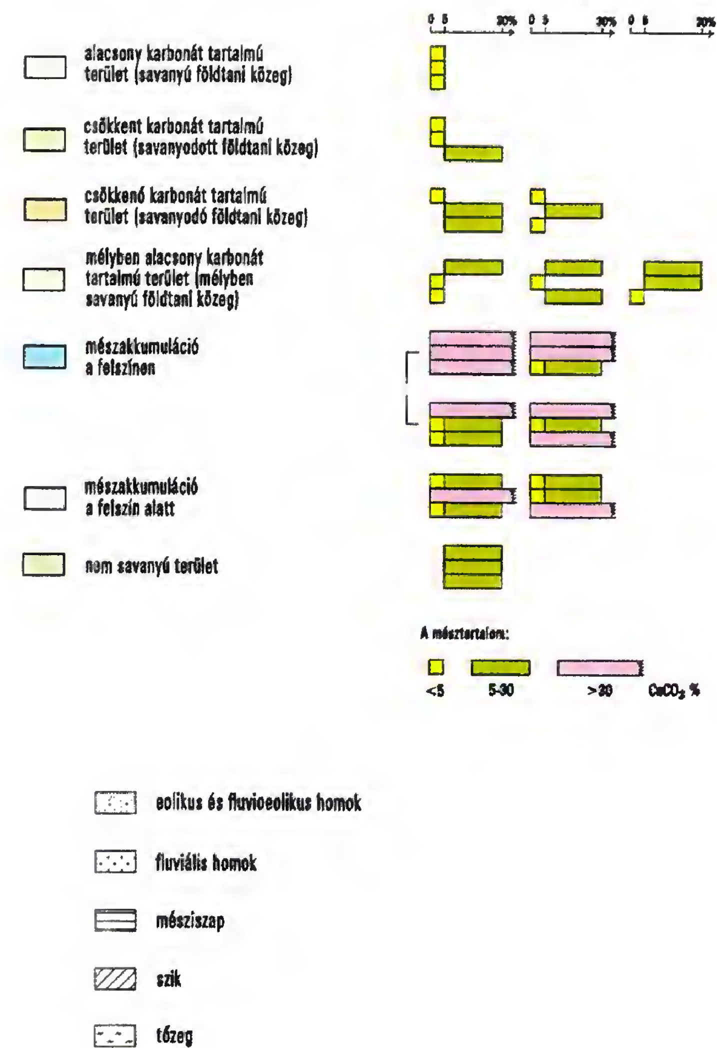
STEFANOVITS P. 1981: *Talajtan.* – Mezőgazdasági Kiadó, Budapest, 74, 102–108, 199–200, 236–246.

STEFANOVITS P. 1990: A talajok savanyodásának okai. – Környezetünk savanyodása c. országos konferencia, IV. szekció, Talaj, Konferencia kiadvány

Melléklet: Ökogeológia térkép (l. a kötet végén)
Supplement: Ecogeology map (see at the end of this issue)

A kézirat beérkezett: 1999. 09. 07.

Ökogeológia térkép



Szerkesztette: dr. Kuti László és Kerék Barbara

0 5 km

Földtani Közlöny 130/4, 623–645 (2000) Budapest

A klímaváltozások és az üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban

Climate controlled sedimentary cycles in the Quaternary fluvial sequence of the Körös basin

NÁDOR Annamária[1] – MÜLLER Pál[1] – LANTOS Miklós[1] – THAMÓNÉ BOZSÓ Edit[1] – KERCSMÁR Zsolt[1] – TÓTHNÉ MAKK Ágnes[1] – SÜMEGI Pál[2] – FARKASNÉ BULLA Judit[1] – NAGY Tiborné[1]

(4 ábra)

Tárgyszavak: negyedidőszak, folyóvízi üledékképződés, paleoklíma, mágneses szuszceptibilitás, Milanković ciklusok

Key words: Quaternary, fluvial sedimentation, palaeoclimate, magnetic susceptibility, Milanković cycles

Abstract

The Pannonian basin contains the thickest continuous continental Pleistocene sedimentary record in Europe. The sedimentary cycles of this 400–500 m thick fluvial sequence were studied in two cored boreholes (Dévaványa D-1. and Vésztő V-1.) in the Körös basin, at the southeastern part of the Pannonian basin. Different parameters (average grain size, magnetic susceptibility (MS), mineralogical maturity, palaeontological data including pollens and gastropods) showed a cyclical distribution in the studied boreholes. The few m scale lithological variations of the average grain size proxy represent the autocycles of the fluvial sequence, while its smoothed curve corresponds to the climate controlled allocycles. Pollen and gastropod data, as well as mineralogical maturity, showed that the high values of magnetic susceptibility correspond to warm climate periods, while the low susceptibility values refer to cold climate periods. It was discovered that a 40 000 year cyclicity characterises the older Pleistocene strata (older than 1 Ma), while the cyclicity is about 100 000 years in the younger Pleistocene, similar to the $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ oxygen isotope variations of the marine ODP 677 site. Despite a striking difference between the continental fluvial sequence of the Pannonian basin, and the marine oxygen isotope variations in the ODP 677 borehole, the good correlation between the number of the cycles, and the variance of the proxies suggest that the sedimentary cycles in the D-1. and V-1. boreholes correspond to orbitally forced 5th order Milanković cycles. The full correlation of the MS and the oxygen isotope proxy of the ODP 677 site further supports the idea that magnetic susceptibility is a good paleoclimate indicator in fluvial environments. Comparing the grain size distribution and the climate changes, it was discovered that sandy parts characterise warm climate periods, while fine-grained parts correspond to cold climate intervals. The studied boreholes represent the central part of the basin, where sedimentation was subordinate due to low average discharge during the cold climate periods. Although seasonal floods with high peak discharge temporarily deposited a large amount of coarse-grained debris in alluvial fans at the basin margin, only fine-grained dispersed sediments from glacial outwash reached the distal parts of the basin. However, during the warm climate periods, due to the higher average discharge and transport capacity, the rivers incised in the hinterland areas, and deposited their sandy sediments in the distal

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

[2] Szegedi Tudományegyetem, Földtani- és Őslénytani Tanszék, 6701 Szeged, Pf. 658.

parts of the basin. The full correlation of the magnetic susceptibility and the marine oxygen isotope proxies shows that sedimentation was continuous, at least on the scale of Milanković cycles.

Manuscript received: 16 05 2000

Összefoglalás

A Körös-medencében mélyített Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások pleisztocén, folyóvízi eredetű üledékes rétegsorának paraméterei (szemcseméret-eloszlás, mágneses szuszceptibilitás, ásványtani érettség, fauna és flóra) ciklikus eloszlást mutatnak. A kapott ciklusokat összehasonlítottuk az ODP 677-es mélytengeri fúrás $\delta^{18}O$ izotóp eloszlásával. A ciklicitás jellegében és időbeli változásában a két távoli környezet ellenére feltűnő egyezést találtunk: a kb. 1Ma évnél idősebb szakaszon a 40 000 éves, míg a fiatalabb szakaszon a 100 000 éves periódus jellemző. A ciklusok számának, periodicitásának és alakbeli lefutásának nagyfokú hasonlósága alapján bizonyítottnak látjuk a vizsgált folyóvízi rétegsorok ciklusszintű folyamatosságát, valamint azt, hogy az üledékes ciklusok változásai döntően éghajlat-függőek voltak, s ezért jól korrelálhatók a sarki jég pillanatnyi tömegétől függő mélytengeri izotóp-értékekkel. Azonos klímaszakaszokban éles üledékképződési és litológiai különbség van a medence háttér- és peremterületei, valamint központi süllyedéke között. A vizsgált fúrások rétegsora által képviselt medence belseji területeken, véleményünk szerint, a melegebb és csapadékosabb interglaciális szakaszokban a megnövekedett folyóvízi üledékszállítást döntően homokos üledékek jelzik, míg a hideg és száraz glaciálisokban a folyóvízi üledékfelhalmozódás alárendelt, és inkább finomszemű üledékekkel jellemzett volt, ellentétben a peremeken kiépülő, szezonális áradások által lerakott durvaszemű hordalékkúpokkal.

Bevezetés

A negyedidőszak rétegtani és kronosztratigráfiai beosztása, az egyes klímaszakaszoknak az üledékösszletben való elkülönítése mind a mai napig ellentmondásoktól terhes. Ennek talán egyik fő oka az, hogy a negyedidőszak kutatás klasszikus területein, tehát az eljegesedett hegyvidékeken és az egykori jégpajzsok területén az üledékképződés epizodikus volt, és az egyes jeges szakaszok az előző glaciálisok és interglaciálisok üledékeit, illetve geomorfológiai nyomait sokszor teljesen eltüntették. Az Alpok területére és környékére a PENCK & BRÜCKNER (1909) féle, elsősorban a hegylábi területeken észlelt teraszmorfológián alapuló négyosztatú (günz, mindel, riss, würm) eljegesedés és az azzal korrelált beosztás sokáig elfogadott séma volt, amelyet később WOLSTEDT (1958) két, még korábbi jeges időszakkal (biber, duna) kiegészített. A glaciálisokat később további jeges és meleg szakaszokra (stadiális és interstadiális) osztották. Ezt a további bontást legrészletesebben a würm glaciális esetében tudták elvégezni, amelynek üledékei a ^{14}C módszerrel még korolhatóak. Az időben visszafelé haladva a szárazföldi rétegsorok esetében a finomabb rétegtani és kronosztratigráfiai tagolás a kormeghatározó módszerek behatárolt alkalmazhatósága miatt azonban egyre pontatlanabbá válik.

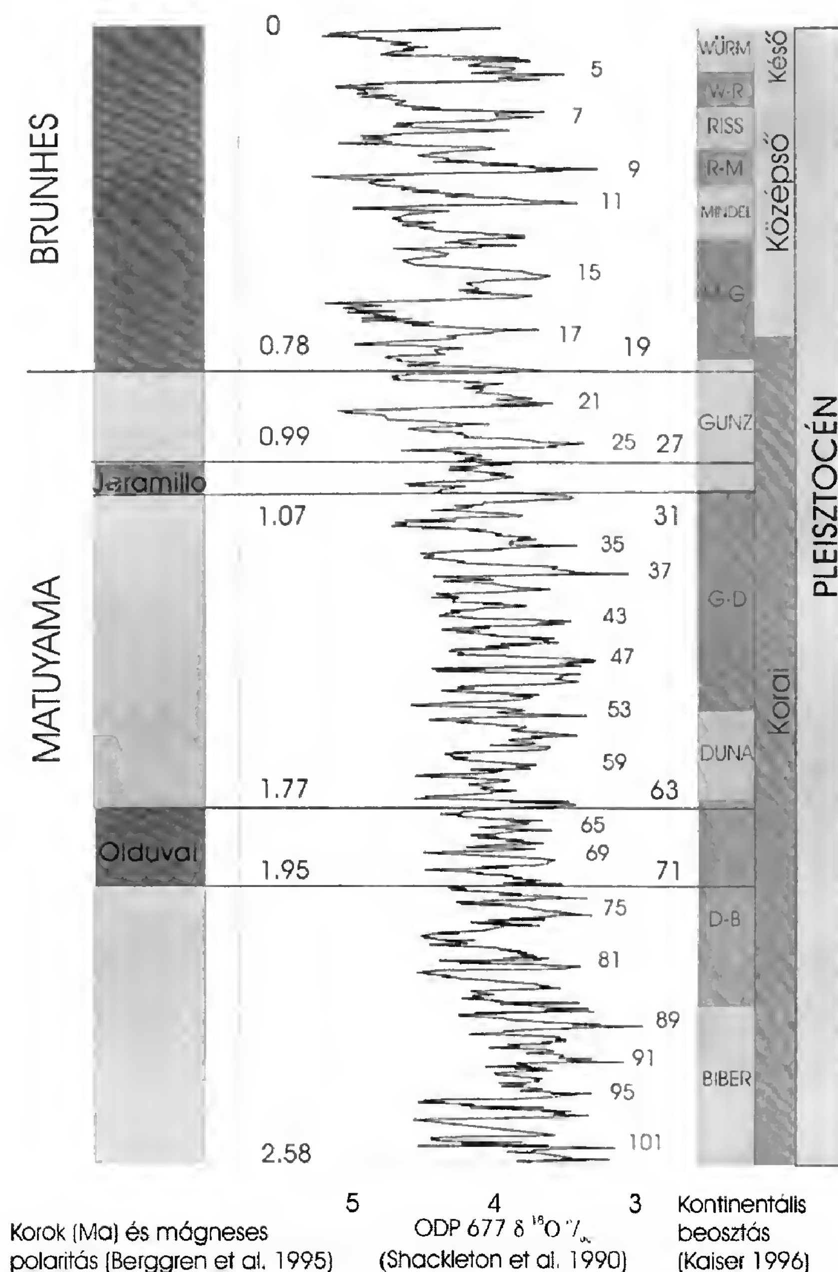
Amikor a 80-as években áramlani kezdett az információ a zömében folyamatos üledékképződést reprezentáló mélytengeri fúrómagokból, kiderült, hogy a jég előrenyomulása és visszahúzódása sokkal nagyobb frekvenciájú volt, mint az a PENCK & BRÜCKNER (1909) féle modell szerint várható lett volna. A gyorsabb változásokat a tengeri bentosz foraminifera héjakon mért oxigén izotóp arányok változása tükrözi (SHACKLETON & OPDYKE 1976; BACKMAN & SHACKLETON 1983;

SHACKLETON & HALL 1983; PISIAS et al. 1984). Az erre alapozott oxigén izotóp sztratigráfia áttörést hozott a negyedidőszaki klímaváltozások értelmezésében. Ennek lényege, hogy a glaciálisokban az óceán vizéből könnyebben elpárolgó $\delta^{16}O$ izotóp befagy a kontinentális jégtakaróba, következésképp az óceán vize a nehéz $\delta^{18}O$-ban relatíve dúsul. Az óceáni áramlások ezt a megváltozott izotóparányt viszonylag gyorsan és egyenletesen szétterítik az óceáni medencékben, így ez globálisan jelentkezik. Mivel az óceáni medencékben, különösen a szárazföldi jégtakaróktól távoli Csendes-óceáni területen, a mély fenékvíz hőmérséklete és sótartalma közel konstansnak vehető, a $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ arány leginkább a szárazföldön tárolt jégmennyiséggel tekinthető arányosnak.

A mélytengeri üledékeket alacsonyabb és magasabb $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ arányú szakaszokra osztják, amelyek ciklicitása a MILANKOVIĆ (1930) által számított, majd BACSÁK (1940, 1942) által tökéletesített modell szerint a Föld keringési pályaelem változásaival kiválóan korrelál. Az elmúlt 1 millió évben alapvetően a 100 000 éves, míg ez alatt a 40 000 éves ciklusok látszanak jól (*1. ábra*). Erre alapul az a ma már széleskörűen elfogadott elmélet, amely szerint a negyedidőszaki klímaváltozásokat alapvetően a MILANKOVIĆ ciklusok szabályozzák (HAYS et al. 1976; IMBRIE & IMBRIE 1980; IMBRIE et al. 1984; BERGER 1984; RUDDIMAN et al. 1986; MARTINSON et al. 1987; BERGER 1988). BERGER et al. (1999) számítógépes modellje jó magyarázatot ad a ciklusok idejének periódusváltására. A pliocéntől a jelenkorig csökkenő légköri CO_2 mennyiség 240 ppmv érték fölött a 40 000 éves ciklus, ez alatt a 100 000 éves ciklus érvényesülését okozza. A CO_2 tartalom feltehetően mintegy 1 millió éve szállt ez alá az érték alá. BERGER et al. (1999) szerint a magas atmoszferikus CO_2 tartalom esetén az északi féltekén képződött kicsiny jégsapkát bármely, viszonylag kis mértékű, tehát sűrűn előforduló besugárzási maximum meg tudta olvasztani. A 0 és 1 millió év közötti időszakban viszont nagy jégsapkák képződtek a lecsökkent CO_2 tartalom (csökkenő üvegházhatás) miatt. Ezeket a nagy jégtömegeket a gyakori, viszonylag kisebb besugárzási maximumok csak kis mértékben tudták redukálni, s csak a legnagyobb, mintegy 100 000 évenként előforduló besugárzási maximumok, tehát a nagy excentricitás, a nagy tengelyhajlási szög és az északi félteke napközelség egyidejűségei vezethettek jelentős olvadáshoz.

A folyamatos mélytengeri magok mindazokat a nagyfrekvenciájú klímaváltozásokat rögzítik, amelyek a hiányos kontinentális rétegsorokban nem ismerhetők fel, ezért a tengeri oxigén izotóp emeletek és a klasszikus kontinentális négy-, vagy hatosztatú glaciális beosztás csak nehezen (PÉCSI 1991; KUKLA & CÍLEK 1996), vagy egyáltalán nem korrelálható egymással, bár önmagában mindkét tagolás helytálló (*1. ábra*).

Ugyanakkor az elmúlt évtized során a szárazföldi környezetben is egyre inkább törekedtek a nagyfelbontású klímarekonstrukciók készítésére, és a globális változásokat tükröző tengeri oxigén-izotóp emeletekkel való korrelációra. A löszsorozatok, noha a klímaváltozásokat jól mutatják, nem tekinthetőek folyamatos üledékképződés során kialakult szelvénynek. A nagyfelbontású klímarekonstrukciókra mindezidáig a folyamatos, tavi rétegsorok tűntek a legalkalmasabbnak (HOOGHIEMSTRA & VAN'T VEER 1999; THOUVENY 1999;



1. ábra. A pleisztocén korbeosztása és mágnesen polaritásváltásai, valamint a klímaváltozások kapcsolata tengeri és a kontinentális környezetben. A $\delta^{18}O$ görbén a számok az oxigén-izotóp emeleteknek felelnek meg. A görbe jobb oldalán levő páratlan számmal jelölt csúcsok a meleg-, míg a bal oldalon levő csúcsok a hideg klímaszakaszokat jelzik

Fig. 1 Chronology, magnetic polarity changes of the Pleistocene and the correlation of climate changes in continental and marine settings. Numbers on the $\delta^{18}O$ proxy refer to oxygene isotope stages. Odd numbers on the right hand side correspond to warm climate periods, while peaks on the left hand side refer to cold climate periods

TZEDAKIS 1999; WATTS et al. 2000), de az esetek nagy többségében ezek csupán a negyedidőszaknak utóbbi néhány százezer éves szakaszait képviselik.

Európában egyedülálló módon, a Pannon-medence pleisztocénben is süllyedő részmedencéiben ugyanakkor a teljes negyedidőszaki rétegsor megtalálható amelynek folyamatossága a mélytengeri üledékképződéssel összevethető mértékű (NÁDOR et al. 1999a, c). A DK-Alföld nagyvastagságú alluviális összletének megismerése a 19. század közepén kezdődött meg az Alföld rossz minőségű, ivásra alig, vagy egyáltalán nem alkalmas felszíni vizeinek pótlására telepített artézi kutak mélyítésével (WOLF 1866; HAUER & RICHTHOFEN 1859; HALAVÁTS 1896). Ezek a 100–300 m mélységű kutak a teljes szelvényű fúrás ellenére is lehetővé tették a többszáz méteres pleisztocén sorozat homok, kőzetliszt, agyag, a peremi területeken pedig még a kavicsrétegekkel tarkított kifejlődésének megállapítását, és a kísérő fő faunaelemek – elsősorban a molluscák – megismerését.

A 20. század 60-as éveiben a DK-Alföldön megsokszorozódott az artézi kutak száma, és egyre nagyobb mélységre hatoltak. A mag nélküli fúrásmód miatt csak a 60-as évek közepe táján általánossá vált karotázs szelvényezés tette lehetővé a pleisztocén rétegsorok sok bizonytalansággal terhelt korrelációját (URBANCSEK 1977, 1981). Ezek a vizsgálatok, továbbá a rétegsorok szedimentológiai elemzése (MOLNÁR 1965a, b, 1973) feltárta a pleisztocén összlet ciklusos, pontosabban 6–10 üledékképződési félciklusból való felépítettségét. Ezeket azonban nem sikerült egyértelműen a nyugat-európai alpi korbesorolással párhuzamosítani. Az egyidejűleg folyó mollusca és gerinces paleontológiai vizsgálatok (KROLOPP 1970; KRETZOI & KROLOPP 1972) ennek a rétegösszletnek a hiányos voltát – a középső-pleisztocén tagok fejlődéstörténeti okokból való kimaradását – állapították meg a vizsgált területen.

A DK-alföldi pleisztocén rétegsor megismerésében döntő fordulatot jelentettek a Magyar Állami Földtani Intézet alapfúrásai (RÓNAI 1972, 1985) (Dévaványa, Vésztő, Komádi, Szarvas, Mindszent, Csongrád). Ezek egyrészt végig magvételes mélyítési módszerükkel, másrészt sokoldalú szedimentológiai és paleontológiai vizsgálataikkal, továbbá két rétegsor (Dévaványa D-1. és Vésztő V-1.) részletes paleomágneses mérésével az itteni pleisztocén összlet néhány alapvető tulajdonságát tisztázták. A leglényegesebbek ezek közül az alábbiak:

1. A DK-alföldi 400–600 m vastag pleisztocén összlet folyamatos alluviális üledékképződés eredményeként alakult ki.

2. A pleisztocén, homokosabb kifejlődés alsó határa a Gauss/Matuyama paleomágneses átfordulás időhorizontja (COOKE et al. 1979) közelében van.

3. Az alapfúrások pleisztocén rétegeinek palinológiai elemzése (MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982) lehetővé tette 11 – a nyugat-európai palinológiai tagolással korrelálható – éghajlat-fejlődéstörténeti szakasz felismerését. A szarvasi fúrásban a félciklus kezdő nagyobb homokrétegek (FRANYÓ 1981) a pollenek által jelzett hideg klímaszakaszokkal lényegében egybeesnek (JÁMBOR 1998), igaz, hogy a legerőteljesebb würmi lehűlést ilyen homokréteg nem jelzi a rétegsorban. Ugyancsak a közvetlen korreláció ellen szól, hogy az összletben a fél méternél vastagabb homokrétegek száma sokkal több, mint a mikroflóra váltásokkal kimutatható pleisztocén lehűlési szakaszok száma.

Az Alföld negyedidőszaki képződményeinek kutatása a Magyar Állami Földtani Intézetben 1999-ben újraindult. A korábbi adatok újraértelmezése és új vizsgálatok alapján a pollenzónák által reprezentált, átlagosan 200–300 ezer évet felölelő egységeken belüli finomabb üledéktani, illetve ehhez köthető paleoklimatológia tagolást sikerült elvégezni a Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrás anyagán, amelynek előzetes eredményeit NÁDOR et al. (1999a, b) ismertette.

A DK–Alföld késő-neogén fejlődéstörténete

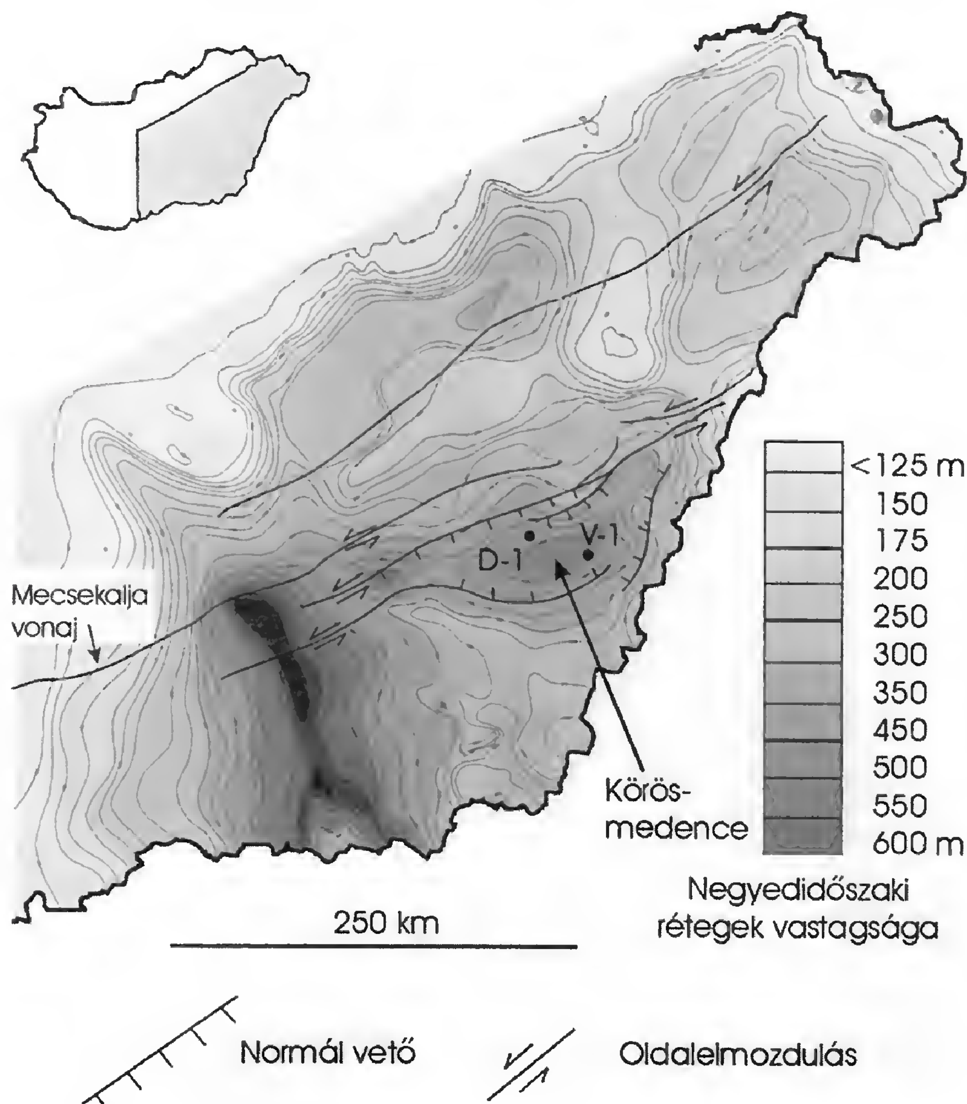
A Magyarország keleti részén elterülő Nagy Magyar Alföld egy, a Kárpátok képződésével kapcsolatos ívmögötti medence, a Pannon-medence része, melynek fő tektonikus süllyedése a kora-miocénben kezdődött, s a késő-miocénben termikus süllyedéssel folytatódott (HORVÁTH 1993). A késő-miocénben a medencét jelentős méretű és mélységű tó, az ún. Pannóniai tó töltötte ki, amelyet ÉNY- és ÉK-felől progradáló deltarendszerek töltötték föl, így a pliocén elejére a környezet lényegében alluviális síksággá változott (POGÁCSÁS et al. 1988; MAGYAR et al. 1999). A medence jelentős részén a süllyedést több inverziós esemény szakította meg, egy korábbi a középső–késő-miocén határ közelében, és egy későbbi a miocén–pliocén határon (HORVÁTH & CLOETHING 1996).

A Pannon tó feltöltődésével egy közel kiegyenlített felszínű síkság maradt vissza, amelyből középhegységeink a pleisztocén során egyre jobban kiemelkedtek. Az Alföld DK-i részét nagy, mocsaras, vízzel borított területek uralták, mivel ez volt a legmélyebben fekvő, továbbra is folyamatosan süllyedő terület. Az ártéri üledékeken általában talajosodás indult meg, amely 300–800 m vastag tarkaagyag lerakódását eredményezte (Nagyalföldi Tarkaagyag). A Körös-medence területén a pliocénben kezdődő tarkaagyag képződés hosszan tartott a pleisztocénben is (RÓNAI 1985).

A pliocén tarkaagyag összlettől a sokkal homokosabb, ciklusos felépítésű pleisztocén folyóvízi összlet általában jól elkülöníthető. A litológiai váltás az egyes folyóvízi fáciesek térben és időben eltérő megjelenése, valamint ismétlődése miatt nem szükségszerűen esik szorosan egybe a plio-pleisztocén kronosztatigráfiai határával (2,58 Ma). A pleisztocén során a fő erózióbázis továbbra is az Alföld folyamatosan süllyedő DK-i részén volt, ezért a legvastagabb, és folyamatosnak tartott pleisztocén üledéksorozatot itt találjuk, míg a peremek, illetve a medencét tagoló belső hátak felé a kivékonyodó, diszkordanciákkal tagolt rétegsorok a jellemzőek (2. *ábra*).

A pliocén, majd a negyedidőszak során a korábbi, egységesebb medencesüllyedést kis kiterjedésű, helyi süllyedékek kialakulása váltotta fel és a medence egyes feldarabolódott részei külön-külön süllyedtek. A legnagyobb kiterjedésű süllyedéses terület az Alföld középső és keleti része volt, amit É-ról a Baján keresztül húzódó Ér–Berettyó–Körös vonal, K-en az Erdélyi-középhegység, D-en a Verseci-hegység, a Deliblát és a Fruskagora-hegység É-i szegélyén végig futó törésvonal határol. Ezen belül is a Berettyó–Hármas-Körös és az alföldi perem közé zárt terület különálló pleisztocén medence volt, melynek határát É-on a

szatmárnémeti–bajai főtörés (ma: Mecsekalja vonal alföldi folytatása), D-en a Fehér-Körös menti törések, K-en az Erdélyi-középhegység NY-i peremén futó ÉÉK–DDNY-i irányú törések adják (SÜMEGHY 1944) (2. *ábra*). Az így meghatározott Körös-medence negyedidőszaki fejlődését, a határait jelentő tektonikai vonalak működése nagymértékben befolyásolta. A tektonikai vonalak mentén létrejövő oldalelmozdulások és normál vetődések következtében a Körös-medence a



2. *ábra*. A negyedidőszaki rétegek vastagsága az Alföld területén (FRANYÓ 1992 nyomán). A tektonikai vonalak RUMPLER & HORVÁTH (1988) után módosítva

Fig. 2 Thickness of Quaternary sediments on the Great Hungarian Plain (after FRANYÓ 1992). Tectonic lines modified after RUMPLER & HORVÁTH (1988)

pleisztocénben is aktívan süllyedő térszín maradt, amelynek területén a negyedidőszaki medenceinverzió hatása nem mutatkozik, így az üledékképződés folyamatosnak vélt, legalább is a mágneses rétegtan felbontóképességének szintjén (COOKE et al. 1979; RÓNAI 1985).

A Körös-medence pleisztocén üledékei főleg kőzetliszt és agyagrétegek váltakozásából állnak, a finomhomokos rétegek alárendeltek. Ezek anyagát a Tisza-vízvidéki folyók rakták le. Az üledék ásványi összetétele alapján a Körösök és a Berettyó ősei (MOLNÁR 1980), a hordalékkúpok elhelyezkedése szerint viszont még az Ős-Tisza is jelentős mennyiségű üledéket szállított ide (BORSY 1992). A folyók durva törmelékanyaga az Erdélyi-középhegység lábánál a hirtelen eséscsökkenés miatt a szerkezeti elemek által határolt üledékfogó csapdában rakódott le, ezért a Körös-medence területét már csak finomszemű üledékek érték el (RÓNAI 1985; THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000). A finom szemű üledékes rétegek a Mezőtúr–Túrkeve–Bucsa–Darvas–Komádi–Zsadány–Sarkad–Keresztúr–Doboz–Békés–Mezőberény–Gyoma községeket összekötő vonal területén belül helyezkednek el. Ugyanakkor e területtől néhány km-re K-re durva kavicsos, durva homokos üledékek találhatók (SÜMEGHY 1944).

Vizsgálati módszerek

A Körös-medence negyedidőszaki képződményeinek üledékes ciklusait, valamint a klíma és az üledékképződés kapcsolatát az 1970-es években mélyült két alapfúrás, a Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. részletes és sokrétű vizsgálata alapján tanulmányoztuk. Alapvető kérdésünk az volt, hogy a korábban leírt 6–10, átlagosan 50–80 m vastag üledékképződési félciklus felismerésén (FRANYÓ 1977; RÓNAI 1985) túlmenően lehetséges-e a fúrások maganyagának részletesebb ciklussztratigráfiai tagolása, meghatározható-e a ciklusok jellege és hierarchiája, és végül milyen a kapcsolat az üledékes ciklusok és a pleisztocén éghajlatváltozások között.

Tekintettel a két fúrás folyamatosnak tartott rétegsorára, elszakadva a korábbi klasszikus értelmezésű glaciális-interglaciális tagolástól, a klímarekonstrukciót a tengeri magokhoz hasonló nagyfrekvenciájú klímaváltozások (100 000 és 40 000 év) kimutatásával kíséreltük meg. Mindezen célkitűzésekhez olyan paramétereket vizsgáltunk, amelyek az üledékképződésben, valamint az éghajlatban bekövetkezett változásokra feltehetően érzékenyen reagálnak és azokat megfelelő felbontásban dokumentálják, figyelembe véve, hogy a vizsgált két fúrásban 1 m üledék átlagosan 5 000 évet reprezentál.

Szemcseméret eloszlási paraméterek

A fúrások lemélyítésekor igen részletes, 0,5–1 m mintavételi sűrűséggel szemcseméret eloszlás vizsgálatokat végeztek. Ezek alapadatait számítógépre vittük, és a lehetséges szemcseméret eloszlási paraméterek (homok-, kőzetliszt-, agyag-százalék, osztályozottság, mértékadó szemcsenagyság, stb.) közül az üledékes ciklusok jellemzésére a szemnagyság változásokat egy paraméterrel

legjobban reprezentáló átlagos szemcseméret értékeket (Mz) (FOLK & WARD 1957) alkalmaztuk. Az Mz kitérések amplitúdója a ciklusok kijelölésénél – számításának logaritmikus jellege következtében – jól kezelhetőnek bizonyult.

Ásványtani vizsgálatok

A klímaváltozások hatását a mállással szemben ellenálló és a kis stabilitású ásványok aránya, elsősorban a kvarc/(földpát+kőzettöredék) arány, az ún. ásványtani érettség segítségével lehetett vizsgálni. Azonos lehordási területről származó homokok közül azok az érettebbek, amelyek melegebb és csapadékosabb éghajlaton képződtek, mivel az intenzívebb mállás hatására kevésbé stabil ásványaik lebomlásával relatíve növekszik bennük az ellenálló ásványok részaránya. Hűvösebb és szárazabb klímán viszont éretlenebb homokok képződnek az instabilabb ásványi alkotók megőrződése miatt. A szállítás és a diagenezis is befolyásolja az érettség alakulását, de ezek a tényezők jelen esetben a hasonló szállítási távolság és a kisfokú diagenezis miatt nem tekinthetők meghatározónak. A homokok ásványtani érettségét csak a vésztői fúrásban lehetett meghatározni, mivel csak onnan készült könnyűásvány vizsgálat.

Mágneses szuszceptibilitás

A mágneses szuszceptibilitás (MS) a Föld jelenkori, vagy az üledék lerakódása idején ható mágneses térerőtől teljesen független skaláris mennyiség, és azt mutatja, hogy az üledékben levő szemcsék mennyire mágnesezhetőek. A szuszceptibilitást az üledékben levő mágnesezhető szemcsék mennyisége, mérete, alakja szabja meg, és első közelítésben ez nagyrészt a mágnesezhető szemcsék mennyiségével arányos. A mágnesezhető szemcsék azonban nemcsak az ún. ferromágneses ásványokat jelentik, mint pl. a magnetit és hematit, hanem az olyan Fe^{2+}, Fe^{3+} és Mn^{2+} tartalmú ún. paramágneses ásványokat is, mint pl. egyes agyagásványok, vas- és mangán karbonátok, stb. Mindebből látszik, hogy a szuszceptibilitást alapvetően az üledék ásványi összetétele, az allochton és autochton komponensek aránya és diagenetikus állapota határozza meg, éppen ezért az értelmezés minden esetben az egyedi sajátosságokon kell, hogy alapuljon. Az üledék ásványi összetételét, szemcseméretét azonban a klimatikus hatások nagymértékben befolyásolják, éppen ezért a litológiai paraméterek változását leképezve az MS közvetve a klímaváltozásokra vonatkozó információt is hordoz.

HELLER & LIU (1984) a kínai Lu-csuan löszszelvény vizsgálata során arra a következtetésre jutott, hogy a mágneses szuszceptibilitás a löszben kisebb, a paleotalaj rétegekben pedig nagyobb, és a szuszceptibilitás szelvénye hasonlít az óceáni üledékek oxigén izotóp ($\delta^{18}O$) szelvényére, a löszszelvények mágneses szuszceptibilitása tehát a paleohőmérsékletet tükrözi. Azóta számos tengeri, tavi és lösz rétegsor szuszceptibilitását mérték meg, és azt találták, hogy az MS összefügg az üledék keletkezési környezeti hőmérsékletével. A löszszelvényeknél a nagy MS értékek jelzik a magasabb hőmérsékletet, ez azonban nem általános, például a Buck-tó (Oregon, USA) középső-pleisztocén üledékeiben a

nagy szuszceptibilitású zónák a hideget jelző pollen zónákkal esnek egybe (ROSENBAUM et al. 1996), tehát fordítva, mint a löszszelvénynél. A hőmérséklet és az MS összefüggésére ennek megfelelően nincs egységes magyarázat. A löszszelvényekben a szuszceptibilitás változásának fő oka MAHER & THOMPSON (1995) szerint az igen kicsiny (<0,03mm) ferrimágneses szemcsék megnövekedett mennyisége a paleotalajokban. Ezek a szemcsék a talaj képződése folyamán helyben keletkeztek. A Buck-tó szelvényének kis szuszceptibilitású üledékei talajból és erősen mállott kőzetekből jöttek létre a meleg időszakokban, míg a hideg klímában lerakódott rétegek magas szuszceptibilitását valószínűleg üde vulkáni kőzetekből származó nagy mennyiségű magnetit okozza (ROSENBAUM et al. 1996).

A Dévaványa D-1 . és Vésztő V-1. fúrások teljes pleisztocén rétegsorából és a pliocén Nagyalföldi Formáció felső részéből 1 m-ként összesen 813 db mintát gyűjtöttünk. A mintákat a magok középső, nem, illetve valószínűleg kevésbé oxidálódott részéből vettük és 2,5 × 2,5 cm-es kocka alakú műanyag dobozba tettük. Néhány réteg anyaga a fúrás óta megbarnult vagy megsárgult, de ezek mintái nem ütöttek el a szomszédos pontoktól. A minták mágneses szuszceptibilitását egy SI-2 szuszceptibilitás mérő műszerrel mértük meg a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztratigráfiai laboratóriumában 1999-ben. Folyóvízi üledékek szuszceptibilitásáról eddig nem ismertünk eredményt.

Őslénytani adatok

A fúrások paleoklíma szempontú értékelésénél a korábbi mollusca (KROLOPP in RÓNAI 1985) és pollen (MIHÁLTZNÉ FARAGÓ 1982) adatokat értékeltük újra. A palinológiai alapon történő klímarekonstrukciónál a szárazföldi lágyszárú növények (Non Arbor Pollen – NAP) és a vízi növények adatainak hiánya miatt csak a fás szárúak (Arbor Pollen – AP) képviselői kerültek kiértékelésre. A fúrásokban előforduló növényeket klimatikus igényeik szerint három csoportra különítettünk el: (1) Tercierből áthúzódó szubtrópusi klímaigényű elemek, (2) Meleg-mérsékelt klímaigényűek, (3) Hűvös – hideg éghajlat alatt is élő taxonok. A hőmérsékleti kategóriáknál a szélső határértékeket vettük figyelembe. A pollen adatok értelmezésénél problémát jelentett a korábbi nagy mintavételi távolság, sok esetben az összevont pollenlisták 20–50 m-es szakaszokra vonatkoztak, amely az általunk vizsgálni szándékozott nagyfelbontású klímaszakaszokból többet is lefedhetett. Ezért az értelmezésnél elsősorban a molluscák őskörnyezeti újraértelmezésére támaszkodtunk, mivel ezek adott fúrásmélységre vonatkozva szolgáltattak információt.

A vízi mollusca faunaelemzéseknél kiemelkedően fontosak a tafonómiai sajátosságok, a bemosódás, a másodlagos áthalmozódás lehetősége, illetve ennek a felismerése. A vízi puhatestűek igen jelentős része az élőhelyén akkumulálódott elem, de ezek mellett jelentős bemosódott faunarész is található (szárazföldi fauna). A szárazföldi fauna elsősorban vízparti sás – gyékény – nádas övből került elő, vagyis az allochton elemeknél minimális és a vízi fauna beágyazódásával egyidős, szingenetikus behordódási távolsággal kell csak számolnunk. A

mollusca fauna jelentős részének héjanyaga vékony, ezért idősebb korú héjjak fiatalabb szintbe történő bemosódása minimális mértékű lehetett és a paleo-ökológiai – paleoklimatológiai értékelést nem zavarta meg.

Bár a vízi fauna jelentős része tág tűrőképességű fajokból áll, s ezért pontosabb őshőmérsékleti meghatározásra kevésbé alkalmas, de ismeretesek olyan mollusca fajok, amelyek esetében pontosan megadható az egykori vízhőmérséklet, a szaporodáshoz szükséges jégmentes periódus időtartalma. Paleoklimatológiai értékelésünk kiindulási alapjának a mai tenyészidőszaki vízhőmérsékleti (10–20 °C közötti a nagyobb, síksági helyzetű folyóinknál) és jéggel borítottsági (1–4 hónap) viszonyait vettük és az ettől hidegebb, azonos és egyértelműen melegebb szakaszokat értékeltük ki az elemzéseknél. Csak azokat a szinteket vettük figyelembe, ahol jelentős mennyiségű mollusca fauna került elő.

Eredmények

A fúrások üledékes ciklusai

A vizsgált két fúrás képződményeinek szemcseméret eloszlási jellemzőjét (átlagos szemcseátmérőjét), valamint mágneses szuszceptibilitás értékeit fúrásonként ábrázoltuk (3. *ábra*). A fúrások polaritás zónáit (COOKE et al. 1979) korreláltuk BERGGREN et al. (1995) polaritás–idő skálájával. A pleisztocén aljának a hazai gyakorlatnak megfelelően a Matuyama kron kezdetét (2,58 Ma) fogadtuk el. Az ábrán feltüntettük az adott mélységekhez tartozó mágneses fordulóknak megfelelő korokat is. A mágneses fordulók közötti szakaszban további biztos koradat nincs. Az értelmezésnél első közelítésben kompakciómentes egyenletes üledékképződést tételeztünk fel.

A ciklusok szedimentológiai értelmezése

Folyóvízi rétegsorok esetében a ciklicitást egyrészt a folyó medervándorlásából adódó autociklusok, másrészt a külső tényezők (tektonika, klímaváltozások) hatását tükröző allociklusok együttese alkotja. Uralkodóan meanderező folyók esetében litológiailag egy, a mederüledékektől az ártéri üledékekig finomodó félciklus az elemi egység. Egy-egy ilyen övzátony sorozat vastagsága közelíti az egykori folyó mélységét is, azaz pl. a recens Körösök esetében ez kb. 3–5 m. Az autociklusos medervándorlás átlagos időbeli tartama 10^2–10^4 év, míg a döntően éghajlat változásokat tükröző 4–5. rendű Milankovič ciklusok 10^4–10^6 év időtartamúak, s ezen ciklusok ülepedési rátája átlagosan 10^{-1}–10^{-2} m/ka nagyságrendű. A tektonikai és eusztatikus változásokat tükröző medencekitöltő komplexumok 3. rendű szekvenciái már 10^6–10^7 év nagyságrendűek (MIALL 1991).

A D-1. és V-1. fúrások átlagos szemcseátmérő (Mz) és szuszeptibilitás görbéinek ciklikusos jellege nyilvánvaló (3. *ábra*). A görbék alakelemzése többek között azt mutatja, hogy az Mz-görbék „fogazottabbak” a szuszceptibilitás görbékhez viszonyítva, amely a fúrásszelvényeken néhány m-es litológiai változatosság formájában jól felismerhető. Ez értelmezésünk szerint az észlelt

autociklusokat jeleníti meg. Ennél azonban egy nagyságrenddel nagyobb ciklicitás is felismerhető, amely 15–20 m-ként uralkodóan homokosabb, illetve pelitesebb szakaszok váltakozásából adódik, ezt mutatja a *3. ábrán* az Mz simított görbéje, ami az MS görbével jól korrelálható és értelmezésünk szerint a klímaváltozásokat tükröző allociklusokat jelenti, amelyek periódusideje a fúrásokban is 10^4–10^5 év nagyságrendű. Az allociklusként értelmezett homokos-pélites szakaszváltások kétféleképp értelmezhetőek: (1) vannak szakaszok, ahol vagy az egymásba vágódó medrek a gyakoriak (homokos szakaszok), míg előtte és utána finomszemű üledékekkel jellemzett ártéri viszonyok dominálnak, (2) időszakonként homokos medrek – aleuritos ártéri üledékek gyakoriak, ezt követően pedig aleuritos medrek és agyagos-aleuritos árterek épülnek, azaz az üledékgyűjtőbe érkező üledék átlagos szemcsemérete váltakozik időszakosan. A ciklusok paleoklimatológiai értelmezése ez utóbbi esetet valószínűsíti.

Az Mz és MS görbék feltűnő jellegzetessége, hogy a Jaramillo mágneses alemelet teteje (0,99 Ma) fölött nagyobb periódusidejű, alatta pedig kisebb periódusidejű ciklicitást mutatnak. A periódusidő valószínű értékét a szuszceptibilitás görbén a maximumok számának és az időtartamnak a hányadosával közelítettük. A Jaramillo mágneses alemelet tetejéig (0,99 Ma) a Dévaványa D-1. fúrás 0–147 m-es szakaszán és a Vésztő V-1. fúrás 0–180 m szakaszán az MS és Mz görbéken egyaránt 10–12 maximum mutatkozik, (a maximumok helyének kijelölésében bizonyos szubjektivitás elkerülhetetlen). Kisebb amplitúdójú különbségek az üledékképződési környezetből adódó változékonyságból eredhetnek, de az MS és Mz görbék párhuzamos összevetése meggyőzően adja a 10–12 csúcsot. Ez a felső 1 Ma évre kb. 100 000 éves periódusidőt ad. A fúrások alsó szakaszára (0,99–2,58 Ma év) hasonló megközelítéssel a csúcsok számából és az időtartamból a ciklicitás kb. 40 000 éves periódusidejűnek adódott.

BERGER et al. (1999) számítógépes modellvizsgálatai szerint a pleisztocén során a csökkenő légköri CO_2 tartalom vezérelte a kb. 40 000 éves (precessziós) periódusról a 100 000 éves, a pályahajlás által meghatározott ütemre való váltást, hozzávetőleg 1 millió évvel ezelőtt.

A ciklusok paleoklimatológiai értelmezése

Az üledékes ciklusok paleoklimatológiai értelmezéséhez felhasználtuk a rendelkezésre álló pollen és mollusca adatokat is. A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások rétegsora viszonylag szegény volt ősmaradványokban, ezért azok a teljes ciklusok értelmezéséhez nem használhatók fel. Ugyanakkor a szemcseméret eloszlási- és mágneses szuszceptibilitás görbék jellegzetes pontjainak, elsősorban szélső értékeinek paleoklíma szempontú értelmezéséhez a konkrét fúrásmélységre vonatkozó pollen- és puhatestű adatok különösen jól felhasználhatók voltak (*1, 2. táblázat*).

A pollenek alapján a Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrásban előforduló fás szárú taxonok klimatikus igényeik szerint csoportosítva a következők voltak:

1. *Szubtrópusi, tercier elemek:*
   - Gymnospermae: *Cedrus* sp., *Podocarpus* sp., *Tsuga* sp., *Sciadopytis sp.*, *Taxodiaceae*

– Elegyes lombosok: *Nyssa* sp., *Cyrillaceae*, *Engelhardia* sp., *Araliaceae*, *Symplocaceae*

2. *Meleg-mérsékelt klímaigényű elemek:*

– Gymnospermae: *Pinus haploxylon* typ., *Abies* sp., *Picea* sp., *Ephedra* sp.

– Elegyes lombosok: *Platanus* sp., *Rosaceae*, *Rhus* sp., *Hippophae*, *Magnoliaceae*, *Acer* sp., *Ile* sp., *Rhamnus* sp., *Rubus* sp., *Tilia* sp., *Oleaceae*, *Ulmus* sp., *Zelkova* sp., *Celtis* sp., *Carpinus* sp., *Ostrya* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castaneae*, *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Myrica* sp., *Populus* sp.

3. *Hidegtűrő elemek:*

– Gymnospermae: *Pinus cembra*, *Pinus silvestris*, *Tsuga canadensis*, *Larix* sp.

– Elegyes lombosok: *Alnus* sp., *Salix* sp., *Betula* sp.

A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások hőmérséklet jelző pollen előfordulásainak mélységei

Depth of climate indicator pollen in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes

I. Táblázat – Table I

	Dévaványa (m)	Vésztö (m)
Lehülés	3,15-3,7	14,51-18
	21,4-23,7	49
	59,6-64,4	128,3-135,5
	68	143
	91,4-105,6	205,9-210
	113,23-114	345
	195,6-198,1	414,5-424,1
	220	434,5-442
	252,8-260	
	280,6-288	
Felmelegedés	16,75-18,5	7,7-10
	27,5-36,5	41,7-44
	42-52.2	58
	71,6-76	59
	78,5-82	65
	119,4-124,6	78,7-82,6
	162-168,2	139
	235-242	157,5-164,2
	395,1-402,1	278-282
		431,1-433,9

A puhatestű fauna összetételének hőmérséklet és nedvesség-igény szerinti megoszlása többek között azt mutatta, hogy az enyhe éghajlatot kedvelő és nedvességigényes faunacsoportok jó egyezést mutatnak a jól osztályozott homokcsúcsokkal. Ezeben a mélységközökben különösen a *Valvata naticina* (MKE.), *Sphaericum rivicola* (LAM.) és a *Lithoglyphus naticoides* (C. PFR.), folyóvízi fajok dúsulása figyelhető meg, melyek a jól mozgatott, tisztavizű, homokos aljzatot kedvelik.

A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások hőmérséklet jelző molluszka előfordulásainak mélységei

Depth of climate indicator molluscs in the Dévavánmya D-1 and Vésztő V-1 boreholes

II Táblázat – Table II

	Dévaványa (m)	Vésztő (m)
Maival azonos őshőmérsékletű szakasz	13,2-15,6	71,6-72,6
	16,75-17,5	82,0-84,6
	21,75-22,2	140,0-140,81
	35,1–37,1	173,4-174,7
	57,4-59,2	358,9-359,3
Mainál hidegebb őshőmérsékleti szakasz	29,4-30,4	154,3-154,8
	64,7-66,0	162,5-164,0

A hűvös, száraz–hűvös nedves átmenetre utalnak a tág tűrőképességű fajok: *Succinea oblonga* (DRAP.), *Succinea elegans* (RISSO), *Succinea putris* (L.), *Pupilla muscorum* (L.) és a melletük jelenlévő hűvös, nedvesigényű fajok egyre nagyobb számban való megjelenése: *Carychium minimum* (MÜLL.), illetve a *Clausilidae*-k.

A Dv-1. és V-1. fúrásokban a hőmérséklet igény szerinti a puhatestű fajok az alábbi csoportokba oszthatóak:

Melegigényű molluszkák:

- víziek: *Sphaerium rivicola* (LAM.), *Valvata piscinalis* (MÜLL.), *Valvata naticina* (MKE.), *Bithynia tentaculata* (L.), *Lythogliphus naticoides* (C. PFR.), *Lymnaea stagnalis* (D.), *Theodoxus prevostianus* (C.PFR.), *Corbicula fluminalis*
- szárazföldiek: *Vallonia enniensis* (GREDL.), *Chondrula tridens* (MÜLL.), *Vertigo pygmaea* (DRAP.), *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Succinea elegans* (RISSO.)

Hideg, hűvös igényű molluscák:

- víziek: *Pisidium amnicum* (MÜLL.), *Valvata pulchella* (STUD), *Stagnicola palustris* (MÜLL.), *Physa fontinalis* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Charychium minimum* (MÜLL.)
- szárazföldiek: *Succinea oblonga* (DRAP.), *Columella edentula* (DRAP.), *Clausilia dubia* (DRAP.), *Trichia hispida* (L.)

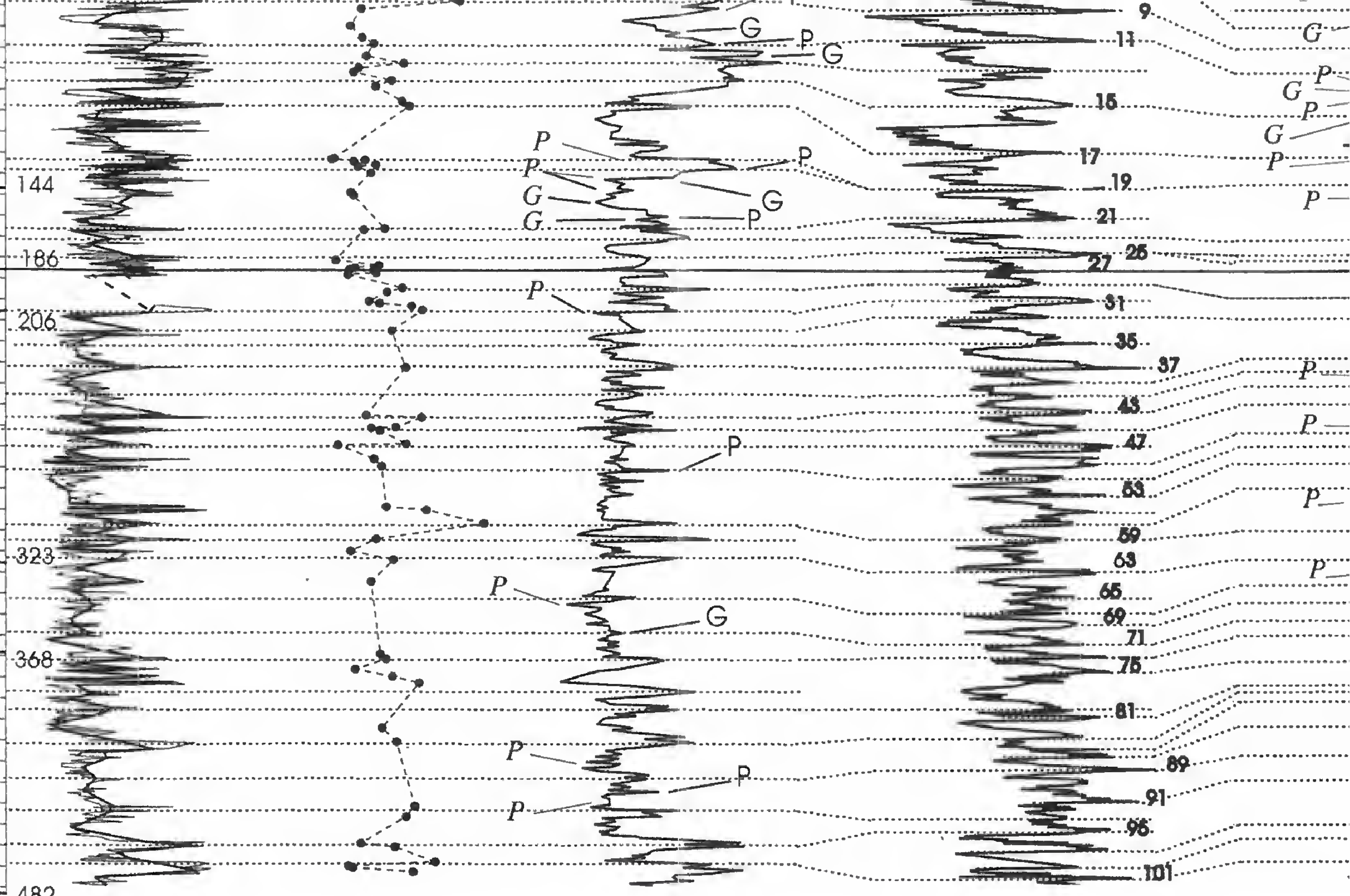
Az MS görbéken az őslénytani vizsgálatok klíma szempontjából értelmezett eredményeit jelekkel tüntettük föl (3. *ábra*). A vizsgált fúrási rétegsorok esetében a mágneses szuszceptibilitás magas értékeinek nagy része egybeesik meleg klímajelző pollen- és mollusca előfordulásokkal, míg néhány alacsony szuszceptibilitás érték hideg klímát jelző őslénytani adatokkal korrelál, amely azt igazolja, hogy a vizsgált rétegsorokban az MS magas értékei meleg, míg alacsony értékei a hideg klímát jelzik. Ennek alapján az MS görbe klímajelző szerepét az őslénytani adatokkal nem igazolt csúcsokra extrapolálva általános érvényűnek tartjuk.

A klímaváltozások nyomonkövetésére a vésztői fúrás homokjainak kvarc/(földpát+kőzettöredék) arányának alakulásából megállapítható, hogy a melegebb és csapadékosabb klímára utaló magasabb érettségi indexszel jellemezhető homokok általában a mágneses szuszceptibilitás pozitív csúcsaira ill. azok közelébe esnek (3. *ábra*). Ezek a homokok a cluster-analízis szerint többféle lehordási területekről származnak (THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000), ezért nem azonos forráskőzeteik miatt érettebbek.

A mágneses szuszceptibilitás görbék ciklussztratigráfiai és paleoklíma értelmezéséhez a fúrásokban vizsgált őslénytani és ásványtani adatokon túlmenően az egyik legpontosabb globális paleoklíma indikátorral, a tengeri oxigén izotópgörbével való korrelációt is felhasználtuk. Az eddigi legteljesebb, nagyfelbontású pleisztocén oxigén izotóp ($\delta^{18}O$) szelvényt a Csendes-óceánon

3. *ábra.* → Az átlagos szemcseátmérő és a mágneses szuszceptibilitás alakulása a Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrásokban, valamint az ODP 677-es fúrás oxigén izotóp eloszlásának korrelációja. A Mz görbe vékony vonala az eredeti adatokat, míg a vastagabb vonal a szauszceptibilitással jobban korreláló simított változatot mutatja, a szagatott vonallal jelzett szakaszon nem volt adat. A szuszceptibilitás görbe jobb oldalán szereplő betűk a meleg klímát jelző pollen (P) és puhatestű (G) előfordulásokat jelzik, míg a bal oldalon találhatóak (P, G) hideg klímára utalnak. A Vésztő fúrásban az Mz görbe mellett található pontok az ásványtani érettséget jelzik

Fig. 3 Average grain size and magnetic susceptibility in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes, and their correlation with the oxygen isotope proxy of the marine ODP 677 site. The thin line of the average grain size proxy shows the original data, while the smoothed curve correlates better with the susceptibility. The dotted line show parts where there were no data. P and G letters on the right hand side of the susceptibility proxy refer to warm climate indicator pollen and gastropods, while the same letterts on the left hand side show cold climate indicator species. In the Vésztő borehole the dots next to the average grain size show mineralogical maturity


BRUNH
MATUYAMA
Jaramillo
Olduvai
0.78
0.99
1.07
1.77
1.95
2.58
100
200
300
400
144
186
206
323
368
482
Mélység (m)
Korok (Ma) és mágneses polaritás (Berggren et al. 1995)
ODP 677 δ 18O ‰ (Shackleton et al. 1995)
9
11
15
17
19
21
25
27
31
35
37
43
47
53
59
63
65
69
71
75
81
89
91
95
101

mélyített (É 1°12', NY 83°44') ODP 677-es fúrásból kapták (SHACKLETON et al. 1990). A szuszceptibilitás mérések oxigén izotóp görbéhez történő időbeli illesztéséhez szintén a mágneses polaritásváltások időpontját használtuk fel. Az oxigén-izotóp görbe és a mágneses szuszceptibilitás görbe összehasonlítása a csúcsok helyének, alakjának, amplitúdójának, szimmetriájának vizsgálata alapján történt. A Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrás magjain mért mágneses szuszceptibilitás és az ODP 677-es fúrás oxigén izotóp görbéjének lefutása feltűnő egyezést mutatnak a ciklusok száma és az ütem hosszabb idő alatti alakulása tekintetében, az 1,0 Ma-nél fiatalabb szakaszon 100 000 éves ciklicitás, míg az alatt közel 40 000 éves periódus látszik (3. *ábra*). A $\delta^{18}O$ szelvény csaknem összes ciklusát (emeletét) azonosítani tudtuk a szuszceptibilitás szelvényen, bár az MS szelvény alakja nem mindenhol azonos a $\delta^{18}O$ szelvénnyel (3. *ábra*). A csúcsok túlnyomó részének jó egyezése alapján megerősítést nyert, hogy a mágneses szuszceptibilitás görbék ezen két fúrás esetében a paleoklíma változást kellő érzékenységgel mutatják.

A $\delta^{18}O$ szelvény nagyobb értékei (a görbén balra) a hideg, kisebb értékei (a görbén jobbra) a meleg klímát jelzik a $\delta^{16}O/\delta^{18}O$ arányban bekövetkezett változások alapján. Ez jó egyezést mutat a meleg éghajlatot jelző magas, illetve a hideg éghajlatot tükröző alacsony MS értékekkel. A görbék jó korrelációja azt is mutatja, hogy a tengeri oxigénizotópok, mint a globális klímaindikátorok alkalmazhatók folyamatos kontinentális rétegsorok paleoklíma rekonstrukciójára is.

Az üledékes ciklusok és a klímaváltozások kapcsolata

A Dévaványa D-1. és a Vésztő V-1. fúrások magmintáin végzett vizsgálatok eredményei, különösen a szemcseméret eloszlási paraméterek és a mágneses szuszceptibilitás értékei feltűnő, periodikus jellegű ciklicitást mutatnak, amely egymáshoz hasonló jellegű. Mivel ezen paraméterek az éghajlatváltozásokra vonatkozó információt is hordoznak, kézenfekvő, hogy az éghajlatváltozások üledékképződésre gyakorolt hatását, mint az egyik fő tényezőt elemezzük. Nyilvánvaló, hogy az éghajlaton kívül számos más tényező összesített hatása is tükröződik a paramétereken, beleértve a süllyedésben és törmelékbeszállításban történt nagyobb léptékű epizodikus változásokat (THAMÓNÉ BOZSÓ & KERCSMÁR 2000), éppúgy, mint a folyók medrének vándorlásából, helyváltoztatásából adódó autociklicitást. Az előbbiekre azonban lényegesen hosszabb, az utóbbiakra lényegesen rövidebb periódusú változás jellemző, mint az éghajlati ciklicitás hossza (MIALL 1991).

Az üledékes ciklusok homokcsúcsai nagyrészt felmelegedést jelző szuszceptibilitás-, illetve oxigén izotóp csúcsokkal esnek egybe (3. *ábra*), ami durva közelítésben azt jelenti, hogy a nagyobb mennyiségű homok lerakódása a meleg klímaszakaszokhoz köthető, míg a hideg intervallumok inkább finomszemű üledékekkel jellemezhetők. Ez értelmezésünk szerint a következő modellel magyarázható:

A hideg klímaszakaszban a periglaciális területekre jellemzőek voltak az erőteljes szezonális áradások, amelyek a fagyaprózódás által keletkezett helyben

felhalmozódott, nagymennyiségű durva törmeléket a hegységből kiérve a medenceperemeken hordalékkúpok formájában rakták le. Ugyanakkor a vizsgált két fúrás egy olyan medencebelseji helyzetet tükröz, ahová a lecsökkent energiájú időszakos áradások által szállított durva törmelékek már nem jutottak el, ezért itt túlnyomórészt ezek finomszemű „maradék" üledékei találhatók uralkodóan aleuritos meder- és agyagos-aleuritos ártéri üledékek formájában. A glaciálisok végén amikor a klíma a leghidegebb és legszárazabb volt (Vandenberghe 1993), a szél tevékenysége felerősödött, a folyóvízi aktivitás a minimálisra csökkent, erre az időszakra volt jellemző a kiszáradt medrek kifúvása, a folyóvízi üledékek eolikus áthalmozása (Molnár 1973).

Ugyanakkor a meleg klímaszakaszokban a megnövekedett csapadék miatt a folyók vízhozama ugrásszerűen megnőtt, és a hideg klímaszakaszokhoz képest vízjárásuk kiegyenlítettebbé vált. A hegységi területen bevágódó folyók átszelték a medencéket, ahol lecsökkenő energiájuk következtében fonatos, majd meanderező jelleggel szétterítették üledékeiket. Ezért a meleg klímaszakaszokban a medence belsejében a nagyobb üledékszállító kapacitással rendelkező folyók homokos meder- és durvább szemű ártéri üledékeit látjuk nagyobb számban.

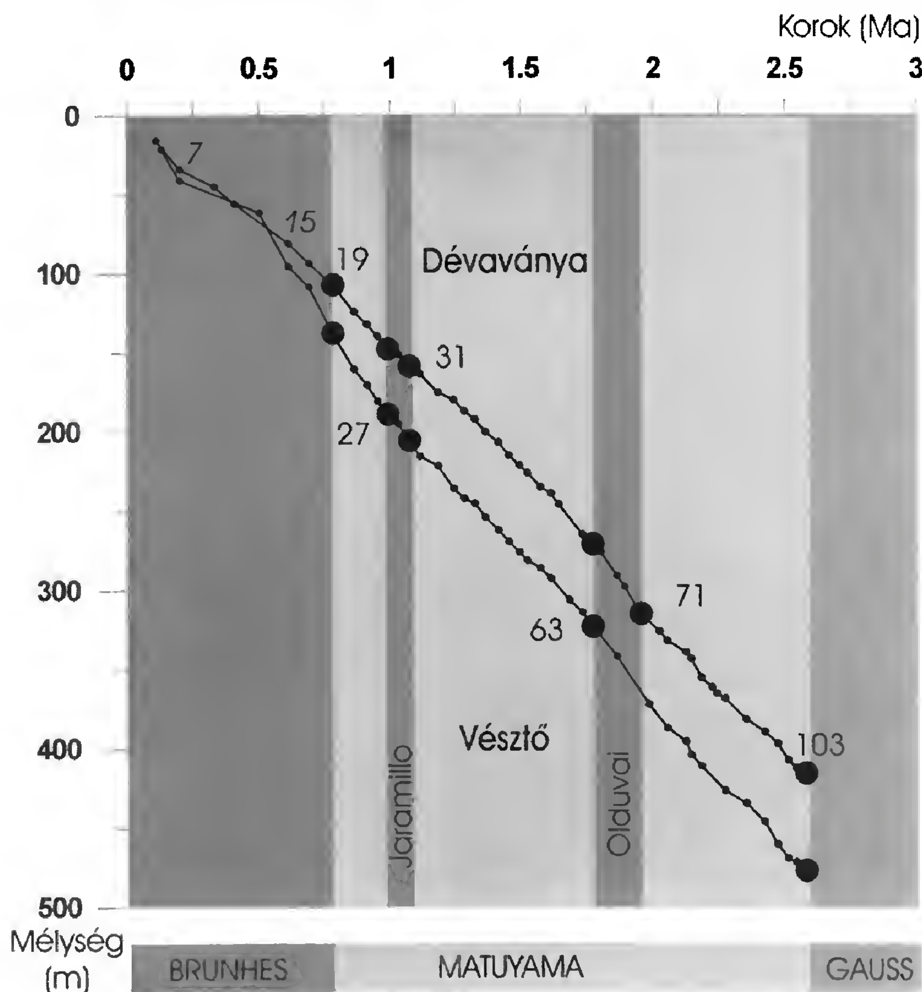
Az üledékképződés mértéke

A szuszceptibilitás és az oxigén izotóp görbék korrelációja a ciklus- és klímaértelmezésen túlmenően az üledékképződés folyamatosságára és sebességére nézve is fontos információt hordoz. A korreláció alapján az MS maximumok mélységét a d18O meleg-csúcsok idejének függvényében grafikonon ábrázoltuk (*4. ábra*). Az így szerkesztett mélység–idő diagram a süllyedés mértékének, illetve az üledékképződés sebességének időbeli változását adja meg. A két fúrás üledékfelhalmozódási görbéje mintegy 1 Ma-ig közel párhuzamosan fut, majd a vésztői görbe konvergál a dévaványaihoz és 0,5 Ma-tól a két görbe nagyjából azonos.

A korreláció az 1 Ma-nél fiatalabb szakaszon alulról a 15. oxigén-izotóp emeletig, felülről a 7. oxigén-izotóp emeletig biztosnak látszik. A 15. és 7. oxigén-izotóp emeletek közötti szakaszban a korreláció nem ennyire egyértelmű, ugyanis a görbék amplitúdói, jelalakja kevéssé hasonlít egymásra és a csúcsok korrelációja bizonytalan. Ennek oka, hogy az üledékképződés vagy nem volt folyamatos, vagy annyira lassú volt, hogy a maghiányok és az 1 m-es mintavétel miatt nem elég részletes az MS görbe. Ez a mélység–idő diagramon az üledékfelhalmozódási görbe meredekségének megváltozásában is látszik (*4. ábra*). Ez a szakasz megfeleltethető a Kretzoi & Krolopp (1972) által publikált középső-pleisztocén üledékhézagnak. Az MS szelvények alsó részén, az 1 Ma-nél idősebb szakaszon nem mindegyik ciklus ismerhető jól fel, néhány közülük a szelvényeinken nem jelentkezik, de azért ezen a szakaszon is meglehetősen jó az egyezés. A mélység–idő diagram szerint azonban az üledékfelhalmozódás egyenletes, nem látszik hiány. Bár az üledékképződést Rónai (1982a) a magnetosztartigráfia felbontóképessége szintjén folyamatosnak vélte a két fúrásban, a részletes MS adatok ezt sokkal finomabb felbontásban igazolták a fúrások fent említett szakaszait kivéve.

Összefoglalás, következtetések

A vizsgált fúrások átlagos szemcseátmérő (Mz) és mágneses szuszceptibilitás (MS) görbéi ciklusos jellegűek. Az átlagos szemcseátmérő görbe néhány m-es litológiai változatosságot reprezentáló finom fogazottsága a folyók medervándorlásából adódó autociklusokat jeleníti meg, míg ezek burkológörbéje az egy nagyságrenddel nagyobb, a szuszceptibilitással jól korreláló 40 000, illetve 100 000 éves Milankovic ciklusoknak felel meg.



4. ábra. A Dévaványa D-1. és Vésztő V-1. fúrások üledékfelhalmozódási sebessége a mágneses szuszceptibilitás mérések alapján. A számok a mágneses átfordulásokhoz köthető oxigén izotóp emeleteket jelölnek. A 7. és 15. oxigén izotóp emeletek között az üledékfelhalmozódás mértéke megváltozott

Fig. 4 Sedimentation rate in the Dévaványa D-1 and Vésztő V-1 boreholes based on magnetic susceptibility measurements. Numbers refer to oxygen isotope stages at polarity changes. The sedimentation rate has changed between oxygen isotope stages 7 and 15

A mágneses szuszceptibilitás a folyóvízi üledékekben is jó paleoklíma indikátor, amelyet az őslénytani adatok, az ásványtani érettség és a tengeri oxigén izotóp görbe jó korrelációja igazol. A vizsgált szelvényekben a szuszceptibilitás magas értékei meleg-, míg alacsony értékei hideg klímaszakaszoknak feleltethetők meg.

A D-1. és V-1. fúrások üledéksorában észlelt ciklicitás változása (40 000, illetve 100 000 év) igen jól megfelel a BERGER et al. (1999) modelljében leírtakkal, a változásokat tehát az éghajlat közvetítésével a Föld pályaelem-módosulásai és a légköri széndioxid tartalom csökkenése együtt okozhatta.

A szemcseméret eloszlás és paleoklíma adatok összevetéséből azt a következtetést vontuk le, hogy a homokosabb szakaszok döntő része a meleg klímaintervallumokhoz köthető. Ezen időszakok során a háttér területeken bevágódó, nagy átlagos vízhozamú és üledékszállító kapacitással rendelkező folyók a medence központi részein rakták le homokos meder-, illetve aleuritos ártéri üledékeiket. Ugyanakkor a hideg klímaszakaszokban a durvaszemű hegylábi törmelékkúpokon túl már nemigen jutott üledék a medence távolabbi részeibe, ezért itt az üledékképződés alárendelt, s döntően aleuritos meder- és agyagos-aleuritos ártéri üledékekkel jellemzett volt. Ilyen módon markáns eltérés tapasztalható a medence központi és peremi részei üledékképződésében a hideg, illetve meleg klímaszakaszokban.

A szuszceptibilitás és tengeri oxigén izotóp görbék csúcsai számának egyezése igazolja, hogy a két vizsgált pleisztocén rétegsor folyamatos, illetve legfeljebb a Milankovic ciklusoknál kisebb rendű üledékhézagok lehetnek.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk N.J. SHACKLETONNAK, amiért az ODP 677-es fúrás fúrás oxigén izotóp szelvényét rendelkezésünkre bocsátotta. A szemcseeloszlási paraméterek számítógépes feldolgozását NAGY Péter végezte. Munkánk során nagy segítséget nyújtottak a HORVÁTH Ferenccel és SZTANÓ Orsolyával folytatott szakmai beszélgetések. Köszönjük SZTANÓ Orsolyának, JUHÁSZ Györgyinek és JÁMBOR Áronnak a kézirat gondos átolvasását és szakmai lektorálását. A kutatás a T-32956 OTKA téma, valamint a Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (NÁDOR A.) támogatásával készült.

Irodalom

BACKMAN, J. & SHACKLETON, N. J. 1983: Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene nannofossils for the Atlantic, Indian and Pacific oceans. – *Marine Micropaleontology* **8**, 141–170.

BACSÁK, Gy. 1940: Die Chronologie des letzten Abschnittes des Diluviums. – *Höhenwelt* **10**, 51–57.

BACSÁK, Gy. 1942: Die Wirkung der skandinavischen Vereisung auf die Periglazialzone. – Budapest, 86 p.

BERGER, A. 1984: Accurancy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J. D., KUKLA, G., & SALTZMAN, B. (Eds): Milankovitch and Climate. Hingham, Mass.: D. Reidel, 3–39.

BERGER, A. 1988: Milankovitch theory and climate. – *Revs. Geophys.* **26**, 624–657.

BERGER, A., LI, X. S., & LOUTRE, M. F. 1999: Modelling northern hemisphere ice volume over the last 3 Ma – *Quaternary Science Review* **18**, 1–11

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C., & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (Eds): Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Special Publication* **54**, 129–212.

BORSY Z. 1992: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. – In: RACHOCKI, A. H., & CHURCH, M. (Eds): Alluvial Fans: A field approach. John Wiley Sons Ltd. 229–246.

COOKE, H.B.S., HALL, J.M., & RÓNAI, A. 1979: Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **22/1–4**, 89–109.

FOLK, R. L., & WARD, W. C. 1957: Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. – *Journal of Sed. Petrol.* **27**, 3-27.

FRANYÓ, F. 1977: Exploratory drilling on the Great Hungarian Plain by the Hungarian Geological Institute from 1968 to 1975. – *Földr. Közlem.* **25**, 60–71.

FRANYÓ F. 1981: A szarvasi Sz-1. alapfúrás földtani és vízföldtani eredményei. – *Földt. Int. Évi Jelentése* **1979**-*ről*, 121–142.

FRANYÓ F. 1992: Magyarország 1:200 000-es kvarter talpmélység térképe. – Kézirat. Országos Földtani- és Geofizikai Adattár, Budapest.

HALAVÁTS, Gy. 1896: A magyarországi artézi kutak története, területi eloszlása, mélységök, vizök bőségének és hőfokának ismertetése. – A Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, 103 p.

HAUER, F., & RICHTHOFEN, F. 1859: Bericht über die geologischen Uebersichtaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. – *Jb. Geol. R. A.* **10**, 1-67.

HAYS, J. D., & IMBRIE, J., SHACKLETON, N. J. 1976: Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. – *Science* **194**, 1121–1131.

HELLER, F. & LIU, T.S. 1984: Magnetism of Chinese loess deposits. – *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **77**, 125–141.

HOOGHIEMSTRA, & H., VAN'T VEER, R. 1999: A 0.6 Million Year Pollen Record from the Colombian Andes. – *Pages Newsletter* **99/3**, 4–5.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* **226**, 333–357.

HORVÁTH, F. & CLOETHING, S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. – In: CLOETINGH, S., BEN AVRAHAM, Z., SASSI, W. & HORVÁTH, F. (Eds): Dynamics of extensional basins and inversion tectonics. *Tectonophysics* **266**, 287–300.

IMBRIE J. & IMBRIE, J. Z. 1980: Modeling the climate response to orbital variations. – *Science* **207**, 943–953

IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX. A., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W., & SHACKLETON, N. J. 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J. D., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Eds): *Milankovitch and Climate.* Hingham, Mass.: D. Reidel, 269–305.

JÁMBOR Á. 1998: A magyarországi kvarter (negyedidőszaki) képződmények rétegtanának áttekintése. – BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (Eds): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* A Mol Rt. és a MÁFI kiadványa, Budapest, 495–517.

KAISER M. 1996: A negyedidőszaki képződmények rétegtani beosztása és genetikai egységeinek kor szerinti előfordulása. – In: GYALOG L. (Ed): A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. MÁFI Alkalmi Kiadvány 187, p. 161

KRETZOI M., & KROLOPP E. 1972: Az Alföld harmadkorvégi és negyedkori rétegtana őslénytani adatok alapján. – *Földr. Ért.* **21**, 133–158.

KROLOPP E. 1970: Őslénytani adatok a nagyalföldi pleisztocén és felső pliocén rétegek sztratigráfiájához. – *Ősl. Viták* **41**, 5–43.

KUKLA, G., & CÍLEK, V. 1996: Plio-Pleistocene megacycles: record of climate and tectonics. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**, 171–194.

MAGYAR I., D.H. GEARY, & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.

MAHER, B.A. & THOMPSON, R. 1995: Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. – *Quaternary Research* **44**, 383–391.

MARTINSON, D. G., PISAIS, N., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C., & SHACKLETON, N. J. 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. – *Quaternary Research* **27**, 1–30.

MIALL, A. D. 1991: Hierarchies of architectural units in clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. – In: MIALL, A. D., & TYLER, N. (Eds): The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* **3**, 6–12.

MIHÁLTZNÉ FARAGÓ M. 1982: A tiszántúli alapfúrások palinológiai vizsgálata. – *Földt. Int. Évi Jelentés* **1980**-*ról*, 103–120.

MILANKOVIĆ, M. 1930: Matematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. – In: KÖPPEN, W. & GEIGER, R. (Eds): *Handbuch der Klimatologie I (A)*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1–176.

MOLNÁR B. 1965a: Ősföldrajzi vizsgálatok a Dél-Tiszántúlon. – *Hidr. Közl.* **45**, 397–404.

MOLNÁR, B. 1965b: Changes in area and directions of stream erosion in the eastern part of the Hungarian basin (Great Plain) during the Pliocene and Pleistocene. – *Acta Univ. Szegediensis, Acta Min.-Pet.* **17**, 39–52.

MOLNÁR, B. 1973: Az Alföld harmadidőszak-végi és negyedkori feltöltődési ciklusai. – *Földt. Közl.* **103**, 294–310.

MOLNÁR, B. 1980: Changes of source areas as reflected by the depression of the Körös Rivers. – *Acta Univ. Szegediensis, Acta Min.-Pet.* **24**, 339–353.

NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., MÜLLER P., LANTOS M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., & JÁMBOR Á. 1999a: Climatically driven Plio-Pleistocene sedimentary cycles in the Pannonnian basin, Hungary. – IAS 19th Regional Meeting, Copenhagen, Abstracts, 172–173.

NÁDOR A., TÓTHNÉ MAKK Á., MÜLLER P., LANTOS M., Ó KOVÁCS L., JÁMBOR Á., & THAMÓNÉ BOZSÓ E.1999b: Quaternary alluvial sedimentation on the SE-ern part of the Pannonian Basin: an interplay of climate and sediment supply control on the sedimentary cycles. – Meeting on the „Knowledge and protection of plain areas", November 8–11, 1999, Ferrara, p. 22

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. 1909: Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig, 1–3.

PÉCSI, M. 1991: Problems of loess chronology. – *Geol. J.* **24**, 143–150.

PISIAS, N., MARTINSON, D. G., MOORE, T. C. JR., SHACKLETON, N. J., PRELL, W., HAYS, J. D., & BODEN, G. 1984: High resolution stratigraphic correlations of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. – *Marine Geology* **56**, 119–136.

POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L., VÁRNAI, P., & RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. – *Acta Geol. Hung.* **31**, 175–207.

PRELL, W., IMBRIE, J., MARTINSON, D. G., MORLEY, J., PISIAS, N., SHACKLETON, N. J., & STREETER, H. 1986: Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. – *Paleoceanography* **1**, 413–446.

RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. – *Földt. Int. Évkönyv* **56**, 421 p.

RÓNAI, A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geol. Hung. ser. Geol.* **21**, 446 p.

ROSENBAUM, J.G., REYNOLDS, R.L., ADAM, D.P., DREXLER, J., SARNA-WOJCICKI, A.M., & WHITNEY, G.C. 1996: Record of Middle Pleistocene climate change from Buck Lake, Cascade Range, Southern Oregon – Evidence from sediment magnetism, trace-element geochemistry, and pollen. – *Geological Society of America Bulletin* **108/10**, 1328–1341.

RUDDIMAN, W. F., MCINTYRE, A., & RAYMO, M. E. 1986: Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic and northern hemisphere ice sheets. – *Earth and Planet Sci. Lett.* **80**, 117–129.

RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Representative Seismic Reflection Lines and Their Structural Interpretations. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (Eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoirs* **45**, 153–170.

SHACKLETON, N. J. & OPDYKE N. D. 1976: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 and 106 year scale. – In: CLINE, R. M. & HAYS, J. D. (Eds): Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, *Geol. Soc. Amer. Mem.* **145**, 449–464.

SHACKLETON, N. J. & HALL, M. A. 1983: Stable isotope recors of Hole 504 sediments: high-resolution record of the Pleistocene. – In: CANN, J. R. LANGSETH, M. G. et al. (Eds): *Initial reports of the deep sea drilling project* 69, 431–441.

SHACKLETON, N.J., BERGER, A., & PELTIER, W.R. 1990: An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. – Transactions of the Royal Society of Edinburgh: *Earth Sciences* **81**, 251–261.

SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani Leírása VI. – *Magyar Kir. Földt. Int.* 1944. 208 p.

THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KERCSMÁR Zs. 2000: A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányainak változása a képződmények ásványi összetétele és a tektonikai háttéresemények alapján. – *Földt. Közl.* **130/4**.

THOUVENY, N. 1999: A 300 000 Year Record from Lac du Bouchet, France. – *Pages Newsletter* **99/3**, p. 8

TZEDAKIS, P. C. 1999:The last climatic cycle at Kopias, central Greece. – *Journal of the Geol. Soc. London* **156**, 425-434.

URBANCSEK, J. 1977: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. – OVH Vízgazdálkodási Intézet, Budapest, VII., 546 p.

URBANCSEK, J. 1981: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. – OVH Vízgazdálkodási Intézet, Budapest, X., 655 p.

VANDENBERGHE, J. 1993: Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – *Z. Geomorph.* N. F. **88**, 17-28.

WATTS, W. A., ALLEN, J. R. M., & HUNTLEY, B. 2000: Paleoecology of three interstadial events during oxygen-isotope Stages 3 and 4: lacustrine record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **155**, 83–93.

WOLF, H. 1866: Bohrproben von Debreczin. – *Jb. Geol. R. A.* **16**, 100 p.

WOLSTEDT, P. 1958: Das Eiszeitalter.Grundlinien einer Geologie des Quartars. – *Enke, Stuttgart* **2**, 438 p.

A kézirat beérkezett: 2000. 05. 16.

Földtani Közlöny 130/4, 647–671 (2000) Budapest

A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányainak változása a homokok ásványi összetétele és a tektonikai háttéresemények alapján

Changes of transport direction into the Körös basin during the Quaternary

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit[1] – KERCSMÁR Zsolt[1]

(4 ábra)

Key words: Quaternary, Körös basin, tectonics, Transylvanian Mountains, micromineralogy

Tárgyszavak: negyedidőszak, Körös-medence, Erdélyi-középhegység, tektonika, mikromineralógia

Abstract

This study represents a recontsruction of the transport directions of sediments into the Körös basin (SE of Hungary) during the Quaternary. It was carried out on the basis of the mineral composition of detrital sediments, and by studying tectonic processes of the basin and its source areas. The evaluated mineralogical data are from the earlier examinations (by microscope) of others. The detrital heavy mineral composition of sand was compared with aleurite samples (fraction 0.1–0.2 mm) by cluster analysis from the Dévaványa (D-1.) and Vésztő (V-1.) cored boreholes, and from the sediments of recent rivers, the origins of which are known. It was assumed, that the sands with similar detrital heavy mineral composition originated from similar source rocks.

Our results are partly similar to earlier results based on mineralogical data (MOLNÁR 1980; ELEK 1980) and the development of alluvial fans, however, we were able to make a slightly different palaeogeographic reconstruction.

The material of Quaternary sand and aleurite layers in the Körös basin came from similar source areas to those on the other parts of the Tiszántúl (i.e. E and SE part of the Hungarian Plain), mainly from the SE. In the area of the two studied cores, usually different rivers deposited their sediments during the Quaternary. Only some Lower-Pleistocene sands were deposited by the same rivers.

A hypothetic tectonic model was set up for the area which is based on tectonic and sedimentological data, and on the study of the evolution of basins in a similar tectonic position. The tectonic development of the Körös-basin during the Quaternary was determined by changes and combinations of tension fields, generated by the geodynamic events which took place in the Alps, Dinarides and Carpathians. The tectonic changes, mainly the uplift of the hinterland, altered the directions of river courses. These changes are also reflected in the mineral composition of the sediments. At the beginning of the Pleistocene era, in the Körös-basin, we can envisage a longitudinal river pattern, parallel to the Transylvanian (Apuseni) Mountains. The longitudinal river network was determined by NNE–SSW tectonic lines, which resulted from the active uplift of these mountains. The rivers, which came from the NE, brought garnet-rich sediments – partly from the source area of the recent Berettyó and Sebes-Körös rivers, but mainly from metamorphic rocks of the Bihar autochton and from the recycling of Paleogene and Neogene sedimentary rocks – as well as chlorite-rich material from an uncertain direction. The sediment trap at the foot of the Transylvanian

[1]Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Mountains, determined by NNE–SSW tectonic lines, kept back sediments directly and simultaneously arriving from the SE into the Körös basin.

This sediment trap stopped functioning about 1.95 billion years ago, as it filled up, or the edge of the Transylvanian Mountains was lifted up. From this time sediments, coming from SE, reached the area of Vésztő, nearer to the mountains, and somewhat later arrived to the more distant region of Dévaványa. These sediments with epidote, amphibole, magnetite and garnet, originated from similar source rocks (i.e. sedimentary, metamorphic and volcanic rocks) to the sediments of the recent Fekete-Körös river. This change shows that the river pattern has changed from longitudinal to transverse. A possible explanation is that the active tectonic uplift of the Transylvanian Mountains stopped, due to the completed subduction in the East-Carpathians region, and was replaced by isostatic uplift. The material, which had arrived from the SE, reached the area of Dévaványa after only a short period. After this pyroxene-rich sediments came here from the NNE, mainly from volcanic rocks. Similar rocks are found on the source area of the recent Tisza river and its Northern tributariers. In the upper section of the studied cores, sometimes garnet-rich sediments arrived from the NE–E and chlorite-rich material from an uncertain direction. However, in the area of Vésztő, the SE transport direction became dominant. At first, sediments with epidote, amphibole, magnetite and garnet arrived here; in addition, there also came amphibole- and epidote-rich or pyroxene- and amphibole-rich sands originating from sedimentary, volcanic and metamorphic rocks. These minerals characterise the source area of the recent Fekete- and Fehér-Körös rivers. Probably, these show some changes in the SE source area, in the same way that other source rocks became subaerially exposed. Garnet-rich sediments, originating from the NE–E, and sometimes chlorite-rich layers have been deposited at the middle section of the Vésztő borehole.

According to our interpretation, tectonic events might have caused the change in the mineral composition of the sediments in the two boreholes about 1.95 billion years ago. Probably tectonic movements caused the frequent changes in the transport direction in the middle part of the Vésztő borehole, also that the sedimentation rate became higher between 1.95 and 1.77 billion years ago, rather than earlier.

Manuscript received: 30 06 2000

Összefoglalás

A Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányaira egyrészt a törmelékes üledékes képződmények ásványi összetétele, másrészt a medence és lepusztulási területe tektonikai folyamatainak elemzése alapján következtettünk. Az ásványtani értékelés a korábbi mikromineralógiai vizsgálati adatok felhasználásával készült. Feltételezve, hogy a hasonló törmelékes nehézásványi összetételű képződmények hasonló forráskőzetek lehordásából származnak, a dévaványai D-1. és a vésztői V-1. számú földtani alapfúrások homok és kőzetliszt rétegeinek törmelékes nehézásványi összetételét cluster-analízis segítségével hasonlítottuk össze egymással, és az ismert eredetű recens folyóvízi üledékek adataival. Tektonikai modellünk az irodalomból megismerhető szerkezet- és üledékföldtani adatokon, valamint hasonló tektonikai feszültségekkel rendelkező medencék fejlődéstörténeti jelenségein alapszik.

Következtetéseink egy része összhangban van az ásványi összetétel adatok korábbi kiértékeléseivel (Molnár B. 1980; Elek 1980) és a hordalékkúpok fejlődése alapján megállapított ősvízrajzi viszonyokkal (Borsy 1992), más része azonban azoktól eltér.

A Körös-medencében a negyedidőszaki homokok és kőzetlisztek anyaga – törmelékes eredetű nehézásványi összetételük alapján – hasonló lehordási területről érkezett mint a Tiszántúl többi részére, különösen pedig a Dél-Tiszántúlra. A vizsgált két fúrás területére többnyire nem ugyanazon folyók rakták le hordalékukat és csak az alsó-pleisztocén képződmények között vannak olyanok, amelyek ugyanazon folyó üledékeinek tekinthetők.

A terület negyedidőszaki fejlődéstörténete során – melyet az alp-kárpáti és dinári geodinamikai történésektől függő feszültségterek fokozatos változása és egymással való kombinálódása határozott meg – a tektonikai változások, elsősorban a háttéremelkedési folyamatok megváltozásából adódó vízfolyásirány változások az üledékek ásványi összetételében is tükröződnek. A pleisztocén elején a Körös-medencétől K-re, az Erdélyi-középhegység fokozatosan elhaló, de még aktív tektonikus

kiemelkedése miatti ÉÉK–DDNY irányú tektonikai vonalak mentén az Erdélyi-középhegységgel párhuzamos hosszanti folyóvízhálózat tételezhető fel. Az ÉK felől érkező folyók részben a Berettyó és a Sebes-Körös mai lehordási területének térségéből, főként a Bihari autochton metamorfitjaiból és harmadidőszaki üledékes kőzetek áthalmozásából hoztak gránátban gazdag hordalékot. Ugyanakkor bizonytalan irányból, a jelenlegi felszínen alárendelt kloritdús kőzetekből származó üledék is megtalálható. Az Erdélyi-középhegység lábánál kialakult ÉÉK–DDNY irányú törésvonalak által meghatározott üledékcsapda jelenléte miatt, ebben az időszakban DK felől nem érkezett üledékanyag a területre.

Ez az üledékcsapda kb. 1,95 millió évvel ezelőtt – feltöltődése, tektonikus süllyedésének leállása ill. az Erdélyi-középhegység peremének emelkedése miatt – megszűnt, amit ebben az időben a hegységhez közelebbi vésztői területre, valamivel később pedig a távolabbi Dévaványa térségébe DK felől, a mai Fekete-Körös hordalékának üledékeiből, metamorfitokból és vulkanitokból álló forráskőzeteihez hasonló kőzetekből származó epidotos – amfibolos (– magnetites – gránátos) üledékanyag érkezése bizonyít. Eszerint ettől az időszaktól kezdve megnőtt a szerepe a hegységre merőleges vízfolyásoknak, amit az Erdélyi-középhegység aktív kiemelkedésének lecsengése, és a leállt kelet-kárpáti szubdukció aktív feszültségeinek hiányából adódó izosztatikus emelkedés okozhatott. A DK felől érkező üledékanyag Dévaványa térségét csak rövid ideig érte el. Ezt ÉÉK felől, a Tisza és északabbi mellékfolyóinak mai forráskőzeteihez hasonló kőzetek, főként vulkanitok lehordásából származó piroxénes üledékanyag váltotta fel, ugyanakkor továbbra is ÉK–K felől származó gránátban gazdag és bizonytalan eredetű kloritdús üledékanyag is lerakódott. Vésztő területén viszont a DK-i beszállítási irány vált dominánssá. Az eleinte ide érkező epidotos – amfibolos (– magnetites – gránátos) homokokon kívül a Fekete- és Fehér-Körös üledékes kőzetekkel, vulkanitokkal és metamorfitokkal borított mai lehordási területéhez hasonló forrásterületről, amfibolos – epidotos, néha pedig piroxénes – amfibolos üledékanyag érkezett, ami a DK-i lehordási területen bekövetkezett változásokat, újabb forráskőzetek felszínre, ill. lepusztulási helyzetbe kerülését jelezheti. A fúrás középső szakaszán ÉK-K felől származó gránátos és időnként bizonytalan eredetű kloritos homok és kőzetliszt rakódott le.

A két fúrás képződményei ásványi összetételének 1,95 millió év táján tapasztalt, tektonikai okokkal magyarázható változását, a két medenceterület üledékképződési ütemének felgyorsulása, majd szétválása és a klímától függő ciklusos üledékképződés szabálytalanabbá válása kíséri.

Bevezetés

Egy medence morfológiáját és üledékképződését hat fő tényező alakítja ki: a tektonika, a klíma, a lehordási terület kőzettani felépítése, a relief ill. a lejtés, a medenceterület jellemzői és a hidrológiai viszonyok (LANGFORD et al. 1999). A medence rétegsorát a medencefejlődés üteme és jellege, a klímaváltozások (csapadékmennyiség, csapadékeloszlás és hőmérséklet), a lehordási terület kiemelkedésének gyorsasága, ill. mechanikája és a lepusztuló kőzetek ásványi összetétele, továbbá az üledékgyűjtő élővilága együttesen határozzák meg. A rétegsort alkotó törmelékes üledékes kőzetek ásványi összetételét is az előbbi tényezők alakítják ki, illetve azoktól függően igen lényeges tényezők a szállítás és a lerakódás módja, és mindezeken kívül a lepusztuló kőzeteket alkotó ásványok szemcsemérete, kémiai és fizikai stabilitása, sűrűsége és alakja, valamint a diagenezis körülményei is.

A törmelékes üledékes kőzetek származásának, azaz forráskőzeteiknek és lehordódásuk módjának, ill. irányának meghatározása az üledékes kőzettan fontos és izgalmas feladata. Megoldásához többféle módszer kínálkozik. A lehordási irányok meghatározásához segítséget nyújt a törmelékes üledékes kőzetek vastagságának és szemcseméretének térbeni változása, fáciesének,

mikrofáciesének, ásványi összetételének, ősmaradványainak és ezek térbeli változásának, valamint a medence és lepusztulási háttere tektonikai folyamatainak tanulmányozása. Mindezek, a terepi megfigyeléseken kívül üledékes kőzettani-, ásványtani és őslénytani vizsgálatok, valamint geofizikai mérések segítségével határozhatók meg.

Az Alföldön a negyedidőszaki lehordási irányok kijelölésében az említett módszereket már részben alkalmazták, de átfogó, szintetizáló kiértékelés még nem született. Részben ezt tűzte ki célul a Magyar Állami Földtani Intézet Medenceanalízis Projektje, melynek e téren elért eddigi kutatási eredményeiről szeretnénk most beszámolni, kiegészítve a Körös-medence üledékes képződményeiről készült részletes ciklussztratigráfiai, ill paleoklimatológiai értékelést, amely a Földtani Közlönynek ugyanebben a számában olvasható (NÁDOR et al. 2000).

A Körös-medence területén a negyedidőszakban kizárólag tágabb értelembe vett folyóvízi üledékképződés folyt, amit a homokszemcsék felületének és alakjának pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálati eredményei is bizonyítanak (BORSY 1992). Elsősorban kőzetliszt és agyag rétegek rakódtak le kevés finomhomokkal.

A DK Alföldön zajló negyedidőszaki üledékképződés ciklikusságát már MOLNÁR B.(1972), FRANYÓ (1977) és RÓNAI (1985) is kimutatta. Az újabb kutatások szerint ezek az üledékes ciklusok a globális klímaváltozásokkal korrelálhatók. Az üledéksorok homokosabb rétegei a csapadékban bővebb, melegebb (interglaciális) klímaszakaszokban, míg a finomabbszemű, kevésbé vagy egyáltalán nem homokos rétegek a hidegebb (glaciális) klímaszakaszok csapadékban szegényebb időszakában rakódtak le (NÁDOR et al. 2000). Az üledékképződés jellemzőit azonban a klímaváltozások mellett a medence és lehordási területének tektonikai feljődéstörténete, illetve a különböző kőzetek lepusztulási folyamatai együttesen szabták meg.

Jelen munkában a Körös-medence negyedidőszaki beszállítási irányaira egyrészt a törmelékes üledékes képződmények ásványi összetétele alapján, másrészt a medence, és üledékeinek fő lepusztulási területe, az Erdélyi-középhegység tektonikai fejlődéstörténete alapján kidolgozott tektono-morfológiai modell segítségével következtettünk. Az ásványtani értékelés az irodalomban fellelhető korábbi mikromineralógiai vizsgálati adatok felhasználásával készült, az 1970-es években mélyült és akkoriban igen részletesen vizsgált dévaványai D-1. és vésztői V-1. számú földtani alapfúrások homok és kőzetliszt rétegeinek, valamint az ismert eredetű recens folyóvízi üledékek törmelékes nehézásványi összetételének összehasonlításával. Mivel a Körös-medencében jelentős feltárások nincsenek, és a szénhidrogén-kutatási céllal készült szeizmikus felvételeknek sem megfelelő felbontású a felső, negyedidőszakot megjelenítő szakasza, ezért tektonikai modellünk és az abból levont tektono-morfológiai következtetések irodalmi üledékföldtani és tektonikai adatokon, valamint analóg feszültségterekkel rendelkező medencék fejlődéstörténeti jelenségeinek tanulmányozásán alapszik.

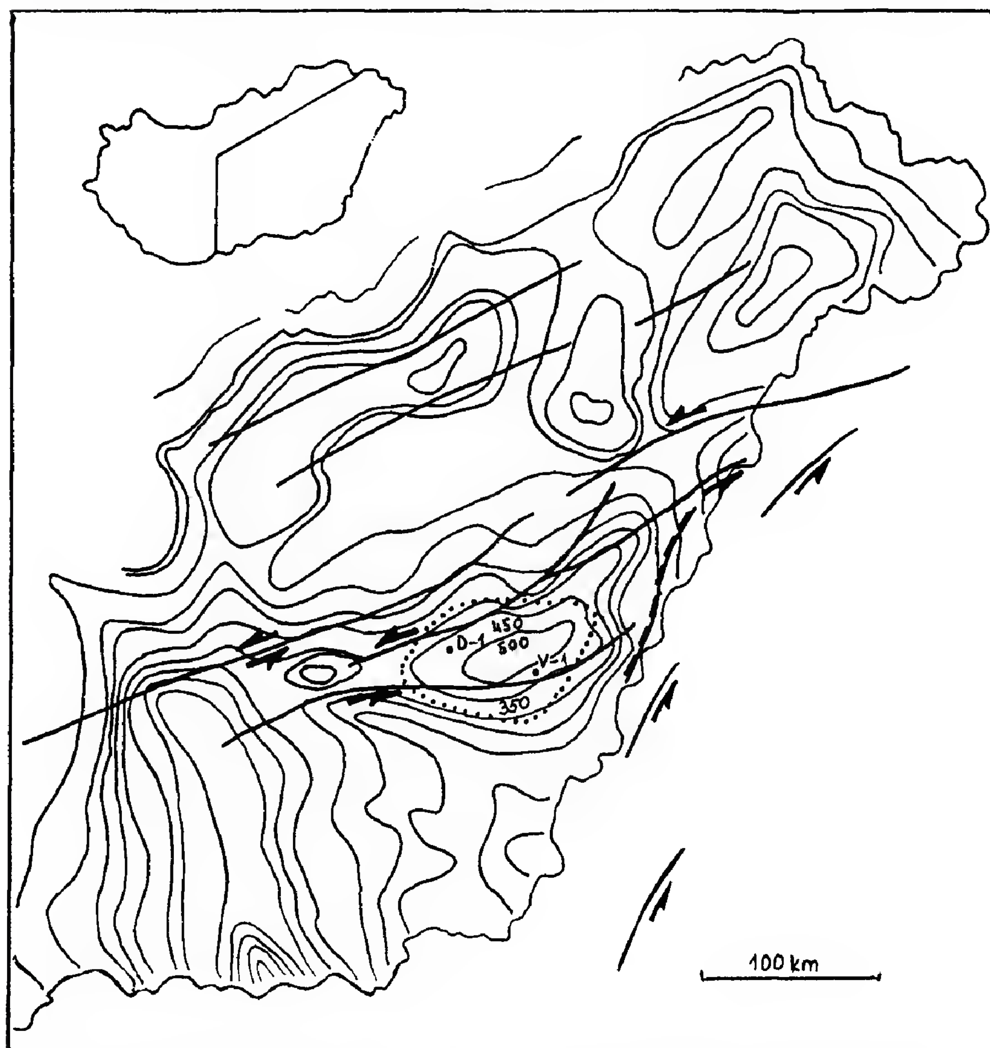
A Körös-medence és környezete negyedidőszaki tektonikája és annak geodinamikai háttere az irodalmi adatok alapján

Az Alföld középső-miocéntől termikusan süllyedő medencéjében (HORVÁTH 1993; HORVÁTH & CLOETINGH 1996; CSONTOS & NAGYMAROSY 1999) elhelyezkedő Pannóniai-tavat ÉNY és ÉK felől progradáló deltarendszerek töltötték fel (BÉRCZY & PHILLIPS 1985; POGÁCSÁS et al. 1988; JÁMBOR 1989; MÜLLER et al. 1999). A miocén-pliocén határon leállt a Pannon-medence egységesebb süllyedése, amit a pliocénben és a negyedidőszakban az általános inverzió melletti helyi süllyedékek képződése váltott fel. A legnagyobb süllyedékek az Alföld középső és K-i részén alakultak ki. Ezek közül az egyik a Körös-medence volt, melyet északról a Mecsekalja-vonal alföldi folytatása a szatmárnémeti–bajai főtörés, délről a Fehér-Körös menti törések, keletről az Erdélyi-középhegység Ny-i peremén futó ÉÉK–DDNY-i irányú törések határolnak (SÜMEGHY 1944). Ezek a tektonikai vonalak a pleisztocénben is aktívak voltak, melyek mentén a Körös-medence folyamatosan süllyedt (COOKE et al. 1979; RÓNAI 1985, JÁMBOR et al. 1993), és a folyók is ezekben a tektonikusan meghatározott mélyedésekben folytak (BORSY 1992). A Körös-medence elhelyezkedése, negyedidőszaki képződményeinek vastagsága, finomszemű üledékeinek elterjedése, főbb tektonikai vonalai és a kiértékelt két fúrás helye az *1. ábrán* látható.

A K és DK alföldi terület tektonikailag szabályozott süllyedését már SÜMEGHY (1944) is felismerte, elsősorban a durva- és a finomszemű üledékek elterjedése alapján, ugyanis megállapítása szerint a Körös-medence területén nem rakódtak le durvaszemű üledékek, a negyedidőszak során, a Mezőtúr–Túrkeve-Bucsa–Darvas–Komádi–Zsadány–Sarkadkeresztúr–Doboz–Békés–Mezőberény– Gyoma községeket összekötő vonalon belül (Sümeghy 1944). Nem sokkal keletebbre azonban az Erdélyi-középhegység nyugati peremét követve nagy vastagságban durvaszemű üledékek, görgeteg, óriáskavics és kavics rétegek települnek, amelyek Ny-felé hirtelen megszűnnek és medencebelseji folytatásuk jórészt ismeretlen. A kavics rétegekkel részben heteropikusan, részben azok felett SÜMEGHY által „kék homok"-nak nevezett rétegek települnek, melyek a hegységperemet elhagyva hirtelen megvastagodnak, majd a medencében agyagos rétegekkel fogazódnak össze. Ezen homok rétegek dőlése a medenceperemhez érve meredekebbé válik. Ugyanezen rétegek a medencében különböző mélységben találhatók meg: a Nyírségben 5–10 m-rel vannak magasabban mint a Hortobágyon vagy a Szatmári-síkságon. Magasan helyezkednek el a Maros hasonló korú homokjai a folyó ÉNY-i oldalán és a Nagykunságon is (a Tiszafüred–Tiszaroff– Fegyvernek vonalban), ugyanakkor a hasonló rétegek 70–80 m mélyen találhatók a Körös-medencében, a Szatmári-síkságon, valamint a Sárréten. Mindezeket SÜMEGHY (1944) azzal magyarázta, hogy a kelet felől érkező folyók durva törmelékanyaga – az Erdélyi-középhegység lábánál fellépő hirtelen eséscsökkenés miatt – a szerkezeti elemek által határolt üledékfogó csapdában rakódott le, melytől a néhány km-re NY-ra elhelyezkedő Körös-medencébe már csak a finomszemű üledék jutott el.

SÜMEGHY (1944) tektonikai magyarázata szerint a Körös-medence tektonikai fejlődése négy fő szakaszból állt. A negyedidőszakra vonatkozó pontok szerint:

(1) A Tiszai-tömb feldarabolódása és egyes rögeinek süllyedése a pleisztocénben is tovább tartott, de nem egységesen mint a pannonban. A pleisztocénben a medence egyes feldarabolódott részei külön-külön süllyedtek. Nem süllyedtek a peremvidékek, a Krassó-Szörényi-hegység ÉNY-i pereme, a Baja–Kunszentmárton főtörési vonaltól (ma: Mecsekalja-vonal alföldi szakasza) É-ra eső része. Süllyedt a zagyva–tiszai árok, ahol a rétegösszlet É-ról D-felé fokozatosan vastagszik (ma a közép-magyarországi vonaltól É-ra eső terület a középhegységi



1. ábra. A Körös-medence és környezete negyedidőszaki tektonikai vonalai, negyedidőszaki képződményeinek vastagsága és a finomszemű üledékek elterjedési határa (pontozott vonalon belül) SÜMEGHY (1944), FRANYÓ (1992), RUMPLER & HORVÁTH (1988) és JÁMBOR et al. (1993) nyomán. Jelmagyarázat: D – Dévaványa; V – Vésztő; a fél nyilak az oldalelmozdulás jellegét mutatják

Fig. 1 Quaternary tectonic lines, thickness of Quaternary sediment and location of fine grained sediments in the Körös-basin after SÜMEGHY (1944), FRANYÓ (1992), RUMPLER & HORVÁTH (1988) and JÁMBOR et al. (1993)

peremig). Erőteljesen süllyedt a Körösök és a Maros köze. Az óholocénig a tiszai és a berettyó–körösi mélyvonal gyűjtötte össze a folyóvizeket. (2) Az óholocén tektonika gyökeres változást hozott a geomorfológiai képben. Erőteljesen megsüllyedt a zagyva-tiszai árok a Mátra és a Bükk előterében, a Sárrét, a Szatmári-síkság és a Pécska–lippai terület a Maros folyásánál. Ez a mozgás megváltoztatta az addigi folyóhálózatot és a Tiszát a mostani mederbe terelte. A berettyó–körösi mélyvonal elvesztette addigi főbb vízgyűjtő szerepét. Ekkor kerültek különböző mélységbe az általa azonosnak tartott „kék homok" rétegek.

A területet érintő tektonikai vonalak későbbi megrajzolását az üledékvastagsági adatok és az idősebb, elsősorban felső-pannóniai képződményeket harántoló törések felismerése is elősegítette (RÓNAI 1985; JÁMBOR et al. 1993).

Ma már ismerjük a SÜMEGHY által is említett törések valódi jellegét és létrejöttük okait. A Pannon-medence arculatát kialakító fő törésvonalak, az Ausztroalpi–Dinári lemez késő-paleogénben, illetve kora-neogénben kezdődő szétlapulásából, egyidejű kelet felé történő kilökődéséből és a külső-kárpáti flismedence térségébe való beforgásából erednek (FODOR et al. 1999). A kompressziós árnyékba kerülés utáni jelentős mértékű extenziót, majd a késő-bádeni–kora-szarmata kompressziós esemény utáni termális süllyedést, a pliocén végén nagymértékű és csökkenő intenzitású máig is tartó inverzió követett, ami az ÉNY–DK-i, valamint É–D-i maximális feszültségvektorokkal jellemezhető kompressziós térrel együtt erőteljes regionális kiemelkedést és ezzel egyidejű lokális süllyedékeket hozott létre a negyedidőszakban (CSONTOS et al. 1992; CSONTOS & NAGYMAROSY 1999; MÜLLER et al. 1999; HORVÁTH & CLOETHING 1996; SANDERS 1998; HORVÁTH & TARI 1999; FODOR et al. 1999; VAN BALEN et al. 1999). A korábban már létező vetők reaktiválódtak és oldalelmozdulások menti transztenziós szerkezetek jöttek létre. A Mecsek É-i és D-i részén található strike-slip és reverz vetőket tartalmazó vetőzóna (VADÁSZ 1935; WEIN 1967; CSONTOS & BERGERAT 1992; TARI 1992) – a szeizmikus szelvények alapján – ÉK-felé követhető a Pannon-medencében (FODOR et al. 1999), a Körös-medence irányában.

A pliocén végétől máig is észlelhető É–D-i, valamint ÉNY–DK-i kompressziós feszültségtér (CSONTOS & NAGYMAROSY 1999; HORVÁTH & TARI 1999), és a keleti-kárpáti szubdukció blokkolódásából adódó regionális izosztatikus emelkedés a medenceperemek további emelkedését és a medencebeli területek általános, valamint KÉK–NYDNY irányú vetők menti lokális süllyedését eredményezte.

A Körös-medence tágabb környezetében az Erdélyi-középhegység, a Kárpátok és az Északi-középhegység egyaránt jelentős mértékben kiemelkedtek a negyedidőszak során, amit a fission track adatok is bizonyítanak (DUNKL et al. 1994; SANDERS 1998). A Körös-medencéhez legközelebb eső fő lepusztulási terület, az Erdélyi-középhegység intenzív kiemelkedése a bádeni végén, szarmata elején indult meg, a kelet-kárpáti szubdukció kontinens-kontinens kollíziója által keltett K–Ny-i kompresszió hatására. Az Erdélyi-középhegység kiemelkedésének folyamata a későbbiek során is nagymértékben függött a kelet-kárpáti szubdukciós zóna fejlődésétől (SANDERS 1998), amely más geodinamikai folyamatok hatásaival váltakozott illetve kombinálódott.

Beszállítási irányok a korábbi kutatási eredmények alapján

A negyedidőszaki lehordási irányokat az Alföldön elsősorban a homokok és kőzetlisztek ásványi összetételének vizsgálata alapján többek között MOLNÁR B. (1964, 1965a, b, 1966a, b, 1980), ELEK (1979, 1980), GEDEONNÉ RAJETZKY (1973, 1976a, b) és a hordalékkúpok elhelyezkedése alapján BORSY (1989, 1992) határozta meg. A negyedidőszak során folyamatosan süllyedő Körös-medence területére a peremek felől érkező üledékbehordást, az üledékes ciklusok anyagának a medence belseje felé megfigyelhető finomodása jelzi (MOLNÁR B 1997).

MOLNÁR B. a homokok és részben a kőzetlisztek ásványi összetételének vizsgálata alapján megállapította, hogy az Alföldre a Radnai-havasok kristályos alaphegységéből érkező nagy mennyiségű metamorf anyagú, illetve kloritot tartalmazó felső-pannóniai üledékekkel szemben, a negyedidőszakra a Tisza-vízvidéki üledékek jellemzők. Ezek jellegzetes ásványai a hipersztén, az augit és a bazaltos amfibol, amelyek a belső-kárpáti vulkanitok lepusztulásából származnak (MOLNÁR B. 1966b). Az ásványi összetételük alapján Tisza-vízvidéki képződmények a Hajdúságon a legvékonyabbak, majd vastagságuk a Tiszától K-re egyre nő, míg legnagyobb vastagságukat Berettyóújfalu–Békés és Füzesgyarmat környékén (500 m) érik el (MOLNÁR B. 1980). Ezt MOLNÁR azzal magyarázza, hogy a Tisza a negyedidőszak során egyre nyugatabbra vándorolt, a mai vízhálózat pedig csak a Günz/Mindel interglaciálisban vagy a pleisztocén-holocén határon alakult ki (MOLNÁR B. 1997). A Dél-Tiszántúlra a Körösök és a Maros hozott üledékanyagot, a Tisza és északi mellékfolyói viszont sohasem érték el a Hármas-Körös vonalát (MOLNÁR B. 1980). A dévaványai fúrás (D-1.) vizsgálata alapján különböző ásványi összetételű szakaszokat jelölt ki, és megállapította, hogy itt a terület mai négy folyója, a Körösök és a Berettyó, ill. azok ősei térben és időben váltakozva rakták le üledékeiket, míg végül a Hármas-Körös hordaléka zárja a rétegsort (MOLNÁR B. 1980).

ELEK (1980) a vésztői fúrás (V-1.) negyedidőszaki képződményeit mikromineralógiai vizsgálatuk alapján két fő szakaszra, azon belül pedig kisebb szakaszokra osztotta. Megállapította, hogy a törmelékanyag elsősorban a kiemelt szerkezeti helyzetű Erdélyi-középhegység kristályos, vulkáni és miocén üledékes kőzeteiből érkezett ide. A fúrás alsó szakaszát 140 m-ig a Sebes-Körös és a Berettyó, ill. az Ős-Tisza és Ős-Körös, 140 m feletti részét a Fekete-Körös, majd legfelső szakaszát a Sebes-Körös üledékei alkotják.

Az ásványi összetétel alapján meghúzott pliocén-pleisztocén határ a dévaványai fúrásban (MOLNÁR B. 1980) megegyezik a paleomágneses mérésekkel megállapított határral (COOKE et al. 1979, RÓNAI 1985), a vésztői fúrásban viszont attól eltér (ELEK 1980).

BORSY (1989, 1992) az Alföldön mélyült fúrások negyedidőszaki rétegsorait tanulmányozva kijelölte a folyók egykori hordalékkúpjainak elhelyezkedését és megadta azok fejlődéstörténetét. Mindezekből arra a következtetésre jutott, hogy a pliocén végén és a negyedidőszak elején az Alföldre ÉK felől érkező Tisza mellékfolyóival együtt Szarvas–Csongrád irányába tartott és Szentes környékén egyesülhetett a Visegrádi-szoros felől ide érkező Ős-Dunával. Az Északi-középhegység vízfolyásai benyomultak az Alföld belsejébe, ahol egyesültek a

Tiszával. Az erősen süllyedő Körös-vidék az egész negyedidőszak folyamán mélyebb fekvésű maradt, ahová még a Tisza is sok hordalékot juttatott. Tektonikus hatásra a würm jégkorszak idején alapvető változás következett be. A würm elején a Tisza és a Szamos elhagyta nyírségi hordalékkúpját és a mai Ér-völgy környékére került, majd a Körös-vidék süllyedése miatt, oda bevágódva több km széles, mély völgyet alakított ki. Nagyjából 20 000 évvel ezelőtt a Nyírségtől É-ra és K-re eső területek süllyedése miatt a Tisza elhagyta az Ér-völgyet, és ÉNY felé fordult a Bodrogköz irányába. A Szamos azonban még egy ideig az Ér-völgyben maradt, majd végül fokozatosan kialakult a mai alföldi vízhálózat.

BORSY ősvízrajzi térképeit elemezve a Körös-medence területére a würmig ÉK felől érkezett üledékanyag, amit Dévaványa térségébe nagyjából a Berettyó mai völgyének vonalában folyó Tisza hozott. Vésztő területe viszont az akkori Tisza és az azzal párhozamosan délebbre elhelyezkedő ÉK–DNY-i irányban folyó Berettyó, ill. Sebes-Körös között lehetett. A Körösök a Dél-Tiszántúlra folytak, és csak igen rövid közös szakaszuk volt, amely valamivel Szeged fölött érte el a Tiszát. A würmben a Körös-medencébe ÉK, KÉK és É felől szállítottak be a folyók üledékanyagot. A Tisza ÉK felől, a korábbiakhoz képest kissé délebbre, nagyjából a mai Ér és a Sebes-Körös völgyében folyt, melyhez Vésztő táján csatlakozott K felől a Sebes-Körös, É felől pedig a Sajó és a Hernád. A Fekete- és Fehér-Körös kissé délebben helyezkedtek el, K-Ny-i irányban folytak, a maihoz hasonló hosszabb közös szakaszuk után Szentestől valamivel délebbre érték el a Tiszát.

Alkalmazott módszerek

A Körös-medence negyedidőszaki lehordási irányaira egyrészt a törmelékes üledékes képződmények ásványi összetételéből, másrészt az általunk kidolgozott medencesüllyedési és háttéremelkedési tektono-morfológiai modellből következtettünk. Végül e modellt összevetettük az ásványi összetétel alapján nyert adatokkal.

Az ásványi összetétel adatok kiértékelése során a dévaványai D-1. és vésztői V-1. számú fúrások korábbi mikromineralógiai adatai kerültek összehasonlításra egymással és a recens folyóvízi üledékek irodalomból ismert vizsgálati adataival. A dévaványai fúrás anyagát MOLNÁR B. (1980), a vésztői fúrás mintáit ELEK (1980), a recens folyók üledékeit SZABÓ P (1955), MOLNÁR B. (1964), SZABÓ D. (1967) és GYURICZA (in KUTI et al. 1987, MOLNÁR P. et al. 1989, 1990) vizsgálta. A terület negyedidőszaki képződményei ásványi összetételének általános jellemzéséhez SALLAY (1984) mikromineralógiai adatgyűjteménye és annak kiértékelése (THAMÓNÉ BOZSÓ 1997) szolgált alapul. A felhasznált mikromineralógiai vizsgálati adatok a homokok és kőzetlisztek többnyire 0,1–0,2 mm-es frakciójának ásványi összetételét adják meg. Ez a frakció jól reprezentálja a teljes kőzetminták összetételét (MOLNÁR B. 1971), így alkalmas a homokok és kőzetlisztek összehasonlítására.

A lehordási területekkel kapcsolatos kérdések megválaszolására elsősorban a könnyűfrakciónál sokkal változatosabb nehézfrakció, azon belül is a törmelékes

eredetű nehézásványi összetétel nyújt segítséget. Ha a lehordási irányokat a törmelékes üledékes képződmények ásványi összetétele alapján szeretnénk megadni, akkor az üledékek forráskőzeteit kell meghatároznunk, ami azért nehéz feladat, mert kevés olyan törmelékes ásvány van, amely csak egyetlen kőzetfajtából származhat, sőt még az olyan ásvány is viszonylag kevés, amely csak magmás vagy csak metamorf eredetű. Az alföldi negyedidőszaki üledékek vizsgálata esetén könnyebbséget jelent, hogy a pleisztocén ősföldrajzi viszonyok a jelenlegihez hasonlóak voltak, így az esetek zömében a lehordási területek maihoz hasonló kőzettani felépítése feltételezhető.

A mai folyók ismert vízgyűjtő területről érkező üledékeinek ásványi összetételét összehasonlítva a mélyfúrások negyedidőszaki anyagának ásványi összetételével, azok forráskőzeteire és lehordási területeire következtethetünk. A mikromineralógiai adatok összehasonlítása a szokásos táblázatok vagy diagramok segítségével – a sokféle ásvány és a nagy mintaszám miatt – nem egyszerű feladat, így az ásványok egymáshoz viszonyított mennyiségi arányait csak részben lehet figyelembe venni és ezért nehéz egyértelmű következtetéseket levonni. Megoldást egy matematikai statisztikai módszer, a cluster-analízis nyújt, amely maga deríti ki a minták hasonlóságának mértékét, csoportszerkezetét, jelen esetben az összes minta minden törmelékes nehézásványa darab %-os gyakoriságának egyidejű figyelembe vételével.

A cluster-analízis Ó-KOVÁCS L. és KOVÁCS G. „Deli", „Clus" és „Dend" nevű számítógépes programjaival készült. A cluster-analízis többféle eljárása közül az előzetes próbák után legmegfelelőbbnek az tűnt, amely az ásványi összetétel hasonlóságának mértékét az adatok transzformációja nélkül az euklideszi távolságok alapján számítja, szórásarányosan súlyoz és a csoportok kapcsolatát a súlyozott átlag technika segítségével deríti ki. Így egy-egy cluster-csoporton belül a minták ásványainak gyakorisági sorrendje és aránya hasonló.

A cluster-analízissel kapott különböző ásványi összetételű mintacsoportok esetében a lehordási irányok meghatározása szempontjából figyelembe kell venni azt is, hogy a fúrások rétegsorában felfelé haladva egy új összetételű, új ásványokat tartalmazó képződmény megjelenésének több oka is lehet. Ezt egyrészt az okozhatja, hogy más lehordási területről érkezett az üledékanyag, másrészt az, hogy ugyanazon a lehordási területen, az addigiaktól eltérő, felszínre került kőzetek lehordódása indult meg, harmadrészt a diagenetikus kioldódási folyamatok miatt is hiányozhatnak bizonyos ásványok a mélyebben elhelyezkedő rétegekben (PETTIJOHN 1975). Az alkalmazott módszer, azaz a cluster-analízis előnye, hogy a törmelékes nehézásványi összetételbeli hasonlóságok, ill. különbözőségek felismerése alapján a lehordási területekre akkor is levonhatók bizonyos következtetések, ha a forráskőzeteket nem ismerjük pontosan.

A tektonikai modell esetében egyrészt az irodalomból ismert rétegtani és tektonikai adatokra támaszkodtunk, másrészt analógiák segítségével vizsgáltuk a terület vízfolyásainak elrendeződése és tektonikai aktivitása közti kapcsolatot. A folyók erodáló és üledékképző munkájának fő meghatározó tényezője a klíma mellett a tektonika. Mindkettő a folyók geometriáját, szakaszjellegét, és ezzel munkavégző képességét határozza meg (RÓNAI 1959).

A medence struktúrája, folyóvízhálózata és a szedimentáció jellege lényeges eltéréseket mutat attól függően, hogy a háttér kiemelkedését tektonikus vagy izosztatikus folyamatok irányítják. BURBANK (1992) himalájai, tektonikailag aktív, illetve inaktív szubdukciós terület plio-pleisztocén előtéri-medencéinek összehasonlítása nyomán megállapította, hogy ha a kiemelkedést aktív tektonikai folyamat irányítja (tectonic loading and uplift), akkor a medence-süllyedék keskeny, aszimmetrikus lesz, és az üledékrétegek a feltolódási front felé vastagodnak. Az üledékképződés súlypontja a hegylábhoz közel, a proximális részen található. A hegységre merőleges, rövid vízfolyások jellemzők, a fő folyó vagy folyók pedig a hegységgel párhuzamosan, hosszanti irányban helyezkednek el (longitudinal rivers). A keresztirányú folyók szerepe alárendelt, jelentőségük főleg a hegylábi törmelékkúpok felhalmozódásában számottevő. Az erózió hatására létrejött izosztatikus kiemelkedés (erosional unloading and uplift) esetében viszont a korábban erőteljesen süllyedő medence az izosztatikusan emelkedő hegységgel együtt emelkedik, és megnő a folyóvízi üledékképződési terület nagysága. Ekkor a hegységre merőlegesen lefutó folyók (transverse rivers) dominanciája jellemző, és nagy méretű hordalékkúpok alakulnak ki az előzőnél jóval szélesebb üledékgyűjtő területen. Itt is van hegységgel párhuzamos vízfolyás, de szerepe alárendeltebb, mint az első esetben. Hasonló következtetésekre jutott NEUBAUER (2000) is, egy tektonikailag aktív himalájai szubdukciós zóna előtéri medencéinek pleisztocén üledékképződését tanulmányozva, ahol a medencék között elhelyezkedő hegység a szubdukció által generált kompressziós feszültségtér hatására emelkedett ki strike-slip vetődés mentén. Bár jelen esetben a medence geodinamikai elhelyezkedése nem analóg a himalájai példákkal, a kompressziós feszültségtér és ennek hatására bekövetkező hirtelen nagy mértékű kiemelkedés miatt (SANDERS 1998) feltételezhető a hasonló hegység-medence fejlődéstörténeti kapcsolat.

Tektonikai modell

A Körös-medence és környezete plio-pleisztocén fejlődéstörténetét a különböző alp-kárpáti és dinári geodinamikai történésektől függő feszültségterek határozták meg, fokozatosan váltva egymást, többször egymással kombinálódva. A Pannon-medence alatt, a korábban kivékonyodott, majd a pannonban fokozatosan ismét megvastagodott litoszféra a pliocén során folyamatos nyomás hatására nagy amplitúdójú gyűrődést szenvedett, ami a medenceperemi részek és középhegységek emelkedését, valamint a medenceterületek fokozatos süllyedését eredményezte. (HORVÁTH 1993; HORVÁTH et al. 1996) Ez a folyamat egyre csökkenő mértékben a mai napig tart. Ugyanakkor az Apuliai mikrokontinens óramutató járásával ellentétes forgásából adódó és egyre növekvő É–D-i kompressziós tér hatására az inverzió folyamata kombinálódott a korábbi vetők menti oldalelmozdulásokból adódó transzpressziós szerkezetekkel. A képet bonyolítja, hogy a Keleti-Kárpátokban az alábukó lemezrész leszakadása miatt a szubdukció leállt, ami a terület általános izosztatikus emelkedését eredményezte. Mindezen feszültségek általános inverziót,

ugyanakkor reaktiválódott vetők menti lokális süllyedést okoztak a pliocénben és a pleisztocén elején. A Körös-medence É-i határát képező Mecsekalja-vonal alföldi folytatása valamint a D-i határát alkotó – az előzővel párhuzamos – oldalelmozdulás, és az Erdélyi-középhegység NY-i peremén végigfutó ÉÉK–DDNY irányú törésvonalak az É–D-i, ill. ÉNY–DK-i kompressziós tér, valamint a Keleti-Kárpátok szubdukciójának leállásából eredő regionális emelkedés hatására reaktiválódtak. A Körös-medence és fő lehordási területe, az Erdélyi-középhegység negyedidőszaki tektono-morfológiai modellje a *2. ábrán* látható.

Az Erdélyi-középhegység kiemelkedése nagymértékben összefügg a kétoldali orogén ékkel jellemezhető kelet-kárpáti szubdukciós zóna fejlődéstörténetével, melynek hatására az Erdélyi-középhegység keletre feltolódott az Erdélyi-medence szegélyére (HUISMANS et al. 1997), vagy melyben az Erdélyi-középhegység az extenziós tektonikával jellemezhető Pannon-medence peremi kiemelkedését képezte (VAN BALEN & CLOETHING 1994).

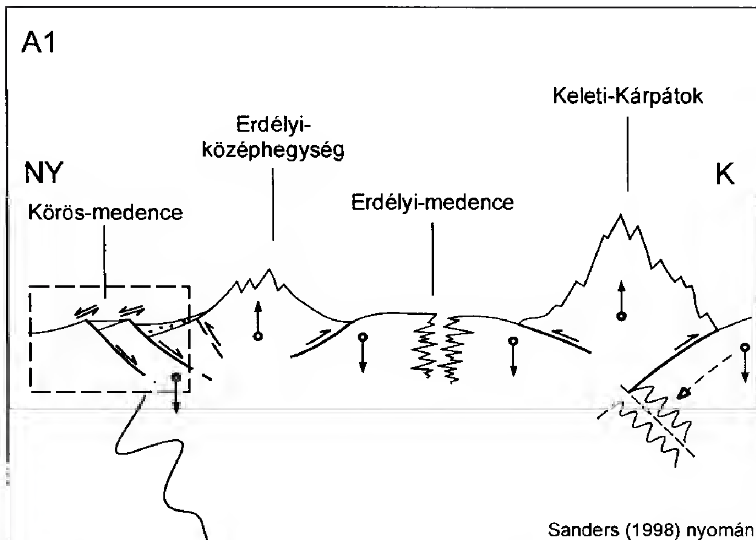
Az Erdélyi-középhegység NY-i peremén található ÉÉK–DDNY irányú törésvonal jelentős normál komponensű balos oldalelmozdulás lehetett (RUMPLER & HORVÁTH 1988É GYÖRFI 1994), vagy az Erdélyi-középhegység korábbi, Ny-felé történő feltolódásának eredményeként jött létre, ami a pliocén végén felújult és a pleisztocén elején üledékcsapdaként működött. Ezért az Erdélyi-középhegységből érkező folyók – annak NY-i peremével párhuzamosan – ebben a tektonikus vályúban folytak DNY felé (BORSY 1992).

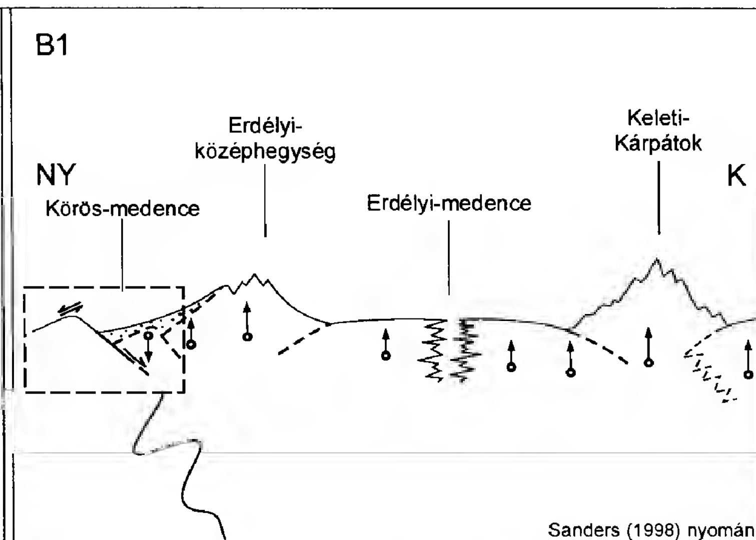
A kisméretű, de vastag hordalékkúpok és a hegységhez közeli, azzal párhuzamosan elhelyezkedő folyók, valamint a peremek durva törmelékes rétegeinek hirtelen kimaradása a medence felé – az analógiák (BURBANK 1992; NEUBAUER 2000) alapján – az Erdélyi-középhegység lassuló, de még aktív tektonikai kiemelkedésére utalnak. Az aktív tektonikai vályúnak köszönhetően nem találunk durva üledékeket a SÜMEGHY (1944) által megadott és a Körös-medencét határoló körvonalon belül. (*1. ábra*)

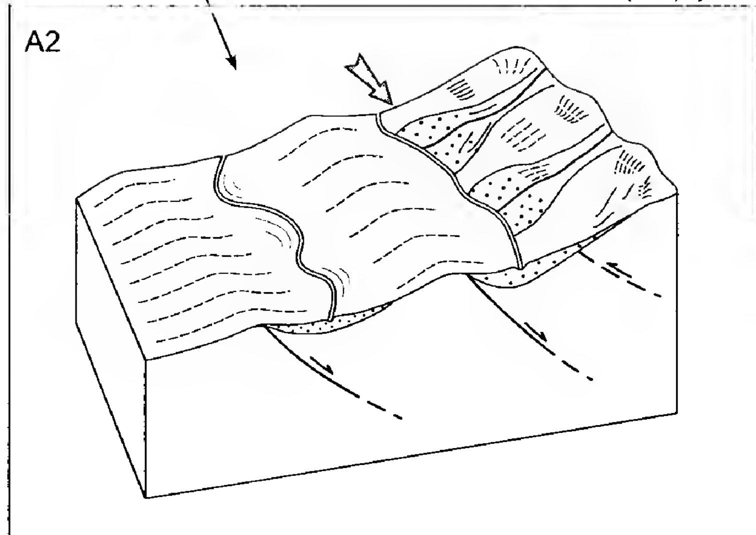
A Körös-medence É-i határát képező Mecsekalja-vonal alföldi folytatása szintén aktív volt a pleisztocén során. Az itteni korábbi vetők oldalelmozdulásként és lapos szögű normálvetőkként újultak fel (TARI et al. 1999), ami a pleisztocén térszín tektonikai meghatározottságát adta. Ez nem nagy méretű

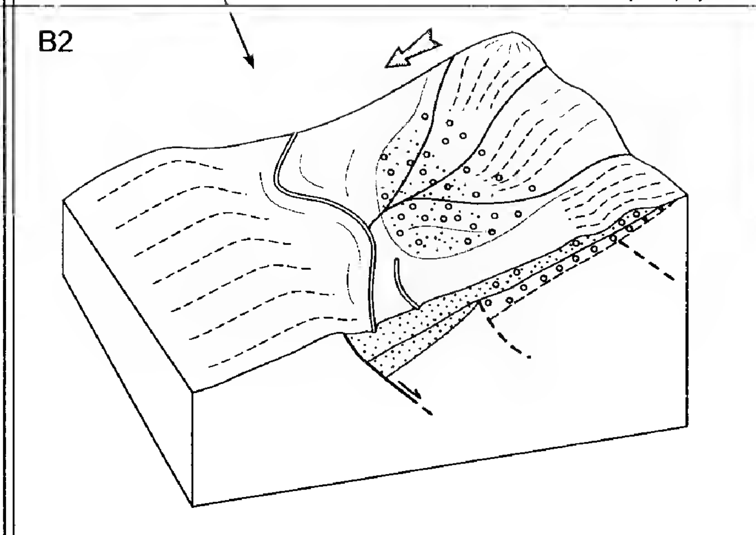
2. ábra → A Körös-medence és legfontosabb lehordási területe, az Erdélyi-középhegység pleisztocén tektonikai modellje BURBANK (1992) és SANDERS (1998) nyomán. Jelmagyarázat: A1 -tektonikai modell a kora-pleisztocénben, A2 - az Erdélyi-középhegységgel párhuzamosan elhelyezkedő vízfolyás és a Körös-medence tektonikailag meghatározott süllyedéke, B1 - tektonikai modell a középső- és késő-pleisztocénben, B2 - az Erdélyi-középhegység közelében inaktívvá vált és feltöltődött vályú, aminek következtében a Körös-medencébe juthattak a hegységre immár merőleges lefutású folyók. A pontozott területek a finomabb, a karikákkal kitöltött területek a durvább üledékek helyzetét jelzik. A fél nyilak a tektonikai mozgások jellegét, a karikás nyilak a terület kiemelkedésének illetve süllyedésének mértékét, a vonalkázott nyilak pedig a fő folyók folyásirányát mutatják

Fig. 2 Tectonic model of Körös-basin and its main source area the Transylvanian Mountains in the Quaternary after BURBANK (1992) és SANDERS (1998). A1: Tectonic model of Early-Pleistocene. A2: Longitudinal river network parallel to the Transylvanian (Apuseni) Mountains and the Körös-basin, determined by tectinic lines. B1: Tectonic model in the Middle- and Upper-Pleistocene. B2: Transverse river network. Legend: half arrows: tectonic movements; arrows with circles:uplift or subsidens of the area; areas with points:fine grained sedimentary rocks; areas with circles: coarse grained sedimentary rocks; hatched arrows: main direction of rivers


A1
Keleti-Kárpátok
Erdélyi-
középhegység
NY
K
Körös-medence
Erdélyi-medence
Sanders (1998) nyomán


B1
Erdélyi-
középhegység
Keleti-
Kárpátok
NY
K
Körös-medence
Erdélyi-medence
Sanders (1998) nyomán


A2


B2

árkokban, hanem a vízfolyások morfológiai irányítottságában mutatkozott meg. Ennek megfelelően a pleisztocén elején a Mecsekalja-vonal alföldi folytatásában helyezkedett el az É-ról érkező folyók fő vízgyűjtője, az Ős-Tisza, azzal párhuzamosan délebbre pedig a Berettyó (BORSY 1992). Ez a hegységgel párhuzamos hosszanti főfolyó elrendeződés ugyancsak az Erdélyi-középhegység még aktív tektonikai kiemelkedését jelzi ebben az időszakban.

Később az Erdélyi-középhegység előterének megemelkedése, illetve az inaktívvá vált üledékcsapda feltöltődése miatt változás következett be a Körös-medence és környékének vízrajzi helyzetében. Az Erdélyi-középhegységből a Pannon-medence felé tartó folyók korábbi dominánsan hosszanti elrendeződése megváltozott, és – akárcsak jelenleg – a hegységről merőlegesen lefutó folyók váltak jellemzővé. A Körösök már a Körös-medence területén folytak össze. Az Ős-Tisza és Berettyó ezzel „transzverz" folyókká válva kiszélesítették üledéklerakó területüket, ami az Erdélyi-középhegység és környezete tektonikailag inaktív, izosztatikus emelkedését jelzi, míg ugyanakkor a vetődések által meghatározott medencerészek, a folyamatos É–D-i, illetve ÉNY–DK-i kompressziós feszültségtér hatására reaktiválódó ÉK–DNY és KÉK–NYDNY irányú fővetők mentén folyamatosan süllyedtek (CSONTOS & NAGYMAROSY 1999, FODOR 1999).

A fiatal, pleisztocén végi és holocén eleji tektonikai eseményt az addigra uralkodóvá vált É–D-i és ÉNY–DK-i kompressziós tér okozta, melynek hatására a korábbi főbb oldalelmozdulások ismét reaktiválódtak, ami a mai vízrajz kialakulását eredményezte. Az Alföld folyamatos D–DK felőli emelkedése irányíthatta át a Tiszát a jelenlegi helyére. A hordalékkúpok elhelyezkedése alapján erre az emelkedésre utal a Körösök és a Maros üledékeinek fokozatos É felé vándorlása, valamint a Szegedtől D-re található ó-holocén Tisza-terasz képződése is (SÜMEGHY 1944).

Az ásványtani kiértékelés eredményei

A Körös-medence negyedidőszaki homokjai, közel kétszáz minta korábbi mikromineralógiai vizsgálati adatai alapján (az ország területéről vizsgált kb. 2100 db ilyen korú homok mintával összehasonlítva), közepes kvarc- és földpát tartalommal rendelkeznek. A környező területek ilyen korú homokjaihoz képest lényegesen több agyagásványt, muszkovitot, kloritot, limonitot, leukoxént, turmalint, piritet és általában több kőzettöredéket, valamint magnetitet és olivint tartalmaznak. Sok bennük a kizárólag és főként metamorf eredetű nehézásvány, akárcsak a Duna–Tisza köze és a Dél-Tiszántúl negyedidőszaki homokjaiban, valamint lényegesen több mint a Tiszántúl északabbra eső tájainak képződményeiben. Törmelékes eredetű nehézásványi összetételük eltér a pannóniai képződményekétől, a többi tiszántúli terület negyedidőszaki homokjaival mutat rokonságot, azon belül pedig leginkább a Dél-Tiszántúl homokjaihoz hasonló, mivel leggyakoribb törmelékes eredetű nehézásványaik az amfibolok és a gránátok (THAMÓNÉ BOZSÓ 1997).

A részletes összehasonlítás tárgyát képező dévaványai és vésztői fúrás negyedidőszaki homokjainak és homokos kőzetlisztjeinek nehézásványos összetétele bizonyos eltéréseket mutat, ami a nehézásványok fúrásonkénti átlagértékeiben, ill. gyakorisági sorrendjében is tükröződik (*1. táblázat*). Ebben azonban annak is lehet némi szerepe, hogy nem ugyanaz a kutató végezte a két fúrás mikromineralógiai vizsgálatát. A főbb ásványi alkotók közül a dévaványai fúrás képződményeiben gyakoribb a klorit, a magnetit, a gránát, a piroxén (elsősorban az augit) valamint a másodlagos ásványok és a bazaltos amfibol, míg a vésztői fúrás homokjaiban sokkal gyakrabban fordul elő amfibol, epidot, limonit és turmalin.

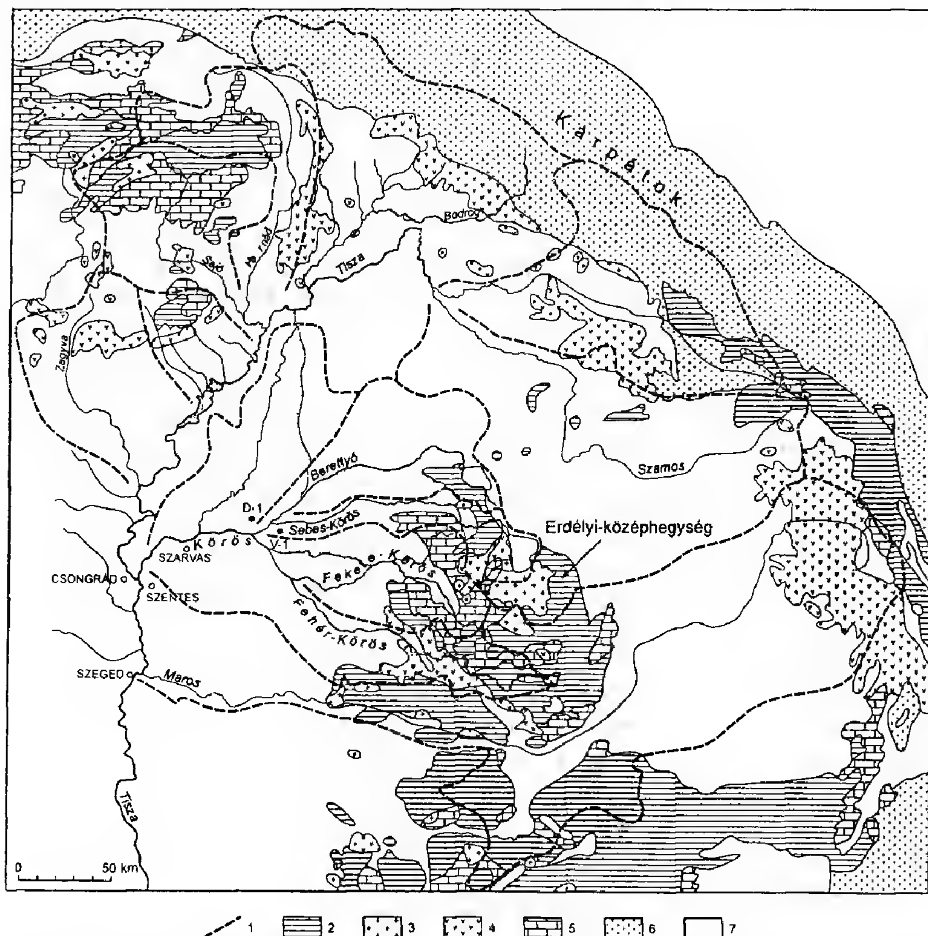
A dévaványai és a vésztői fúrások negyedidőszaki homokjainak átlagos ásványos összetétele a gyakoriság függvényében

Frequency order of the minerals with their average amount in sand and silt samples from Dévaványa and Vésztő boreholes

I. táblázat – Table I

Dévaványa D–1			Vésztő V–1	
43 darab minta	darab %		80 darab minta	darab %
		könnyű	**kvarc**	**62,21**
			földpát (összes)	**16,19**
			agyagásvány	**11,23**
			plagioklász	9,67
			ortoklász	6,06
			muszkovit	**4,71**
			kőzettöredék (összes)	**4,67**
			glaukonit, mikroklin, kőzetüveg, kalcedon, **szericit**, horzsakő, **karbonát, gipsz**	
klorit	**22,61**	nehéz frakció	**amfibol (összes)**	**22,47**
bontott ásvány	**17,97**		zöld amfibol	19,33
magnetit-ilmenit	**11,73**		**klorit**	**16,36**
amfibol (összes)	**11,38**		**epidot**	**11,81**
gránát	**10,38**		**magnetit**	**9,19**
piroxén (összes)	**7,62**		**limonit**	**8,78**
bazaltos amfibol	5,97		**gránát**	**8,69**
közönséges amfibol	4,66		**leukoxén**	**7,38**
biotit	**4,51**		**piroxén (összes)**	**4,63**
egyéb csillám	**3,75**		**biotit**	**4,25**
augit	3,75		hipersztén	3,37
hipersztén	3,34		**turmalin**	**2,62**
pirit	**3,03**		oxiamfibol	2,06
apatit	**1,42**		**pirit**	**1,76**
aktinolit-tremolit	1,19		augit	1,20
kalcit-dolomit	**1,03**		tremolit, **klinozoisit, kianit, cirkon, zoisit**, aktinolit, **szfén, brookit**, antofillit, diopszid, **rutil, glaukofán, olivin, piemontit, apatit**	
turmalin	**1,01**			
epidot, rutil, klinozoisit, limonit egirin, diopszid, **klanit, sziderit, sztaurolit, zoisit, topáz, szfén, cirkon, glaukofán**				

A két fúrás helye, valamint a jelenlegi nagyobb folyók és lehordási területük elhelyezkedése a *3. ábrán* látható. A fúrások és a mai folyók üledékei törmelékes eredetű nehézásványi összetétele alapján készült cluster-analízis szerint a minták két fő csoportot, azokon belül pedig alcsoportokat alkotnak. A csoportok és alcsoportok jellemzőit, fúrásszelvények menti alakulását, a mai folyóvízi üledékek hovatartozását és a fúrásminták anyagának feltételezett beszállítási irányait a *4. ábra* mutatja be. Az első főcsoportba (I) a közönséges amfibol, a rombos piroxén, a gránát, a magnetit és az epidot gyakorisága jellemző. Ide elsősorban a recens Tisza-vízvidéki üledékek tartoznak. Ezen a főcsoporton belül



3. ábra. A Tisza és mellékfolyói jelenlegi lehordási területének vázlatos kőzettani felépítése Brezsnyánszky 1989, Fülöp 1989 és Ianovici et al. 1976 nyomán. Jelmagyarázat: 1. a vízgyűjtő területek határa, 2. metamorf kőzetek, 3. granitoidok, 4. harmadidőszaki vulkanitok, 5. karbonátos kőzetek, 6. flis, 7. molasz

Fig. 3 Petrography of the source areas of Tisza river and its tributaries (after Brezsnyánszky *1989,* Fülöp *1989 and* Ianovici *et al 1976). Legend: 1 border of the source areas, 2 metamorphic rocks, 3 granitoids, 4 Palaeogene and Neogene volcanic rocks, 5 carbonates, 6 flysch, 7 molasse*

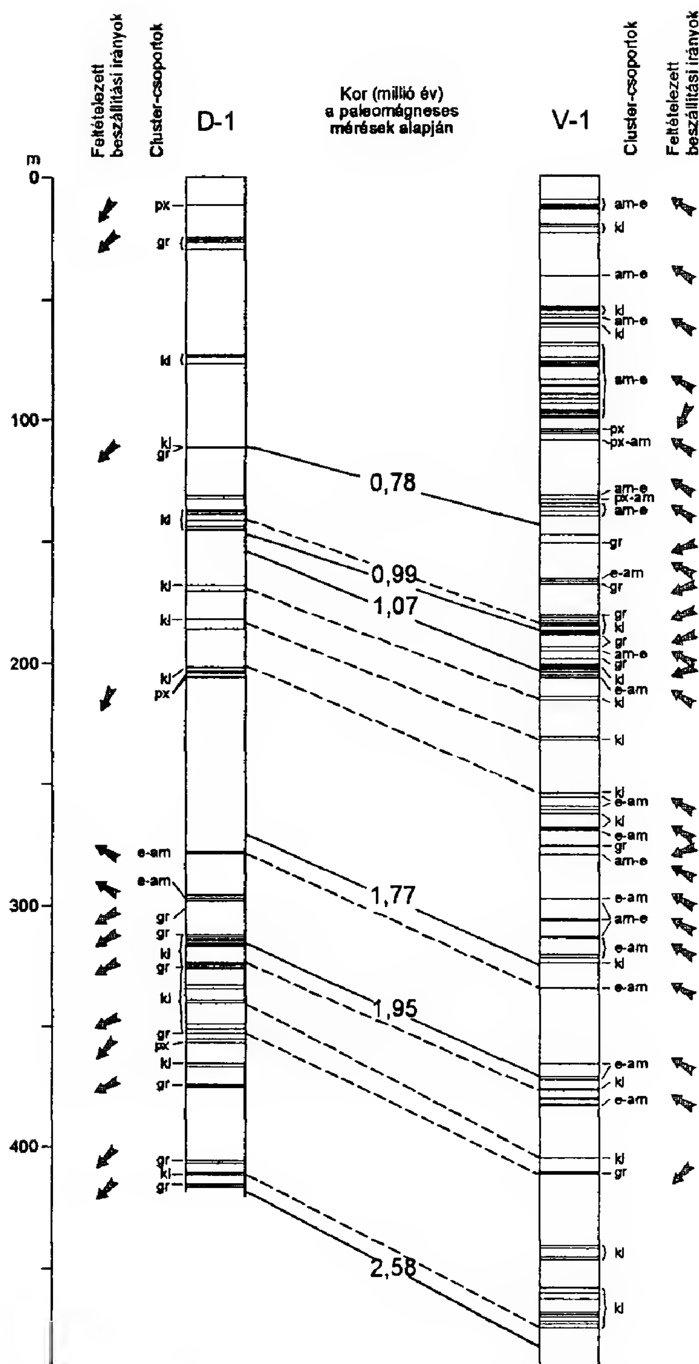
két alcsoport különíthető el. Az egyikben főként a közönséges amfibol, ill. a rombos piroxén gyakorisága jellemző (Ia), ide a Tiszának és mellékfolyóinak mai üledékei sorolhatók, a Berettyó és a Sebes-Körös kivételével. Anyaguk harmadidőszaki vulkanitokból, üledékes kőzetek áthalmozódásából és metamorfitok lepusztulásából származhat. A Körös-medencébe ilyen üledékanyag ÉÉK felől érkezhetett, vagy a Fehér-, Fekete-, ill. Hármas-Körös hordalékaként DK-i irányból. Ezen az alcsoporton belül további kisebb csoportok is kijelölhetők. Ilyenek a közönséges amfibolos – epidotos homokok, melyek csak a vésztői fúrás középső és felső szakaszának anyagában fordulnak elő, de a mai folyók üledékeiből hiányoznak. Anyaguk feltehetően DK felől érkezett, mivel a közönséges amfibol és az epidot nagy gyakorisága a szintén ebbe az alcsoportba tartozó Fekete-, Fehér-, ill. Hármas-Körös mai üledékeire jellemző. Epidotos – közönséges amfibolos – magnetites – gránátos üledékek a fúrásokon kívül a Fekete-Körös hordalékában és egy zagyvai mintában fordultak elő, melyek itt szintén DK felől származhatnak. Rombos és monoklin piroxénes – közönséges amfibolos homokok néhány fúrásmintára, valamint a Tisza és annak északabbi mellékfolyói, a Szamos, a Bodrog, a Sajó és a Hernád mai üledékeire jellemzők, a Körös-medence területére ÉK-i irányból érkeztek. Közönséges amfibolos – piroxénes – epidotos összetételű homokok a fúrásokban nem fordultak elő, de a Fekete-, a Fehér-, ill. a Hármas-Körös, a Maros mai üledékeinek zöme, és egy tiszai minta ilyen. Rombos piroxénes – közönséges amfibolos összetétel csak a vésztői fúrás felső szakaszában, valamint a Tisza és a Fehér-Körös mai hordalékában fordul elő. Ilyen üledékanyagot Vésztő területére inkább DK felől a Fehér-Körös hozhatott.

Az első főcsoport másik alcsoportjában (Ib) a homokok nagy gránát tartalommal rendelkeznek. Ide tartoznak egyes fúrás mintákon kívül a mai folyók közül a Berettyó, a Sebes-Körös, a Zagyva és a Duna üledékei (valamint egy marosi minta). Ilyen anyagot a Körös-medencébe a Berettyó és a Sebes-Körös hozhatott ÉK–K felől, az Erdélyi-középhegységből, elsősorban a Bihari-autochton metamorf kőzeteiből, valamint harmadidőszaki üledékes kőzetek áthalmozódásából.

A második főcsoport (II) homokjaira – akárcsak a pannóniai homokokra és homokkövekre – nagy klorit tartalom jellemző. Ezek a fúrásokban gyakoriak, de a mai folyók nem szállítanak ilyen összetételű üledéket. Anyaguk a kloriton kívül a magnetit, a biotit és a közönséges amfibol gyakori megjelenése alapján metamorfitokból, vulkanitokból, granitoidokból és idősebb üledékes kőzetek áthalmozódásából származhat, K, DK vagy ÉK felől is érkezhetett.

A dévaványai fúrás szelvényében gránátos és kloritos szakaszok váltakoznak, valamint két epidotos – közönséges amfibolos – magnetites – gránátos és három piroxénes betelepülés is előfordul, szinte mindegyik jelentős közönséges amfibol tartalommal.

A vésztői fúrás alsó-pleisztocén homokjai eleinte váltakozva kloritos, gránátos és epidotos – közönséges amfibolos – magnetites – gránátos összetételűek, majd a paleomágneses adatok szerint az 1,77 millió évesnél fiatalabbak között az előbbieken kívül több amfibolos – epidotos szakasz is előfordul. Az utóbbi



4. *ábra.* A dévaványai és a vésztői fúrás homok, ill. kőzetliszt mintáinak, valamint a mai folyók üledékeinek csoportosítása törmelékes nehézásványi összetételük alapján készült cluster-analízis segítségével

Fig. 4 Results of cluster analysis based on the detrital heavy mineral composition of sand and silt samples from Dévaványa and Vésztő cored boreholes and from recent rivers

összetételű homokok a középső és felső pleisztocén idején uralkodóvá váltak és eleinte piroxénes – amfibolos, majd kloritos betelepülésekkel váltakoztak.

A két, viszonylag közel (kb. 22 km-re) elhelyezkedő fúrásban az egyidős és hasonló törmelékes nehézásványi összetételű homokokat ugyanaz a folyó rakhatta le, mivel a Körös-medencében a negyedidőszak során egy-egy folyó azonos korú üledékeiben a folyásirány menti ásványi összetétel változás nem lehetett olyan jelentős, hogy a folyóra jellemző összetételt megváltoztatta volna. Nagyobb és hosszabb alföldi folyók esetében is fennmaradnak a hasonlóságok, pl. a Tisza egymástól akár több mint 100 km-re vizsgált üledékei mindig az Ia cluster-csoportba, a Duna kb. 150 km-re vizsgált mintái viszont az Ib cluster-csoportba tartoznak. A vizsgált fúrások nagyjából egyidős és hasonló törmelékes nehézásványi összetételű, azaz ugyanannak a folyónak az üledékei szinte kizárólag csak a fúrások alsó-pleisztocén szakaszán fordulnak elő, főként kloritosak, egy esetben gránátosak, két ízben pedig epidotos – amfibolos magnetites-gránátos összetételűek. Ezeket a 4. *ábrán* szaggatott vonal jelzi. A fúrások azonos korú képződményei azonban többnyire eltérő összetételűek, ezért nagyrészt különböző folyók üledékeinek tekinthetők.

Az ásványtani kiértékelés eredményeinek összevetése a korábbi kutatási eredményekkel és a tektonikai modellel

A két fúrás mikromineralógiai vizsgálata alapján korábban kijelölt különböző ásványi összetételű szakaszok (MOLNÁR B. 1980, ELEK 1980) részben a most alkalmazott cluster-analízissel is kimutathatók, annak ellenére, hogy a cluster-analízis csak a törmelékes nehézásványok figyelembe vételével készült. Különösen a vésztői fúrásban 140 m-nél meghúzott határ esetében jó az egyezés. Eltérés mutatkozik azonban a fúrások képződményeinek a mai folyók üledékeihez való hasonlóságának megítélésében. Ennek ellenére jelen kiértékelés alapján is ezen a területen a negyedidőszak során elsősorban a Körösök és a Berettyó, ill. azok ősei térben és időben váltakozva rakták le üledékeiket (MOLNÁR B. 1980).

A folyóvízi hordalékkúpok elhelyezkedése alapján rekonstruált ősvízrajzi viszonyok (BORSY 1992) részben az üledékek ásványi összetételében is

Jelmagyarázat a 4. ábrához – Explanation of Fig. 4

Cluster-csoportok		leggyakoribb törmelékes eredetű nehézásványaik	mai folyóvízi üledékek
I – Ia	am-e	közönséges amfibol + epidot, gránát, magnetit	
I – Ia	e-am	epidot, közönséges amfibol, magnetit, gránát, klorit	Fekete-Körös (Zagyva)
I – Ia	px	rombos piroxén + monoklin piroxén, közönséges amfibol	Tisza, Szamos, Bodrog, Sajó, Hernád
I – Ia	am-px	közönséges amfibol + piroxén, epidot	Fekete-, Fehér-,Hármas-Körös, Maros, (Tisza)
I – Ia	px-am	rombos piroxén + közönséges amfibol, epidot, magnetit	Tisza, Fehér-Körös
I – Ib	gr	gránát + magnetit, közönséges amfibol, piroxén	Berettyó, Sebes-Körös, Zagyva, Duna, (Maros)
II	kl	klorit + magnetit, biotit, közönséges amfibol	

- - - - - kb. egyidős, hasonló törmelékes nehézásványi összetételű képződmények

tükröződnek. A hordalékkkúpok elhelyezkedése alapján Dévaványa és Vésztő területére ugyanabban az időben más-más folyó szállított üledékanyagot, amit a fúrások egyidős képződményeinek nagyrészt eltérő ásványi összetétele is igazol, de az azonos korú és hasonló összetételű homokok jelenléte azt is jelzi, hogy időnként mindkét területre ugyanaz a folyó szállított hordalékot.

Az ősvízrajzi kép alapján várható tiszai üledékanyag nem mutatható ki nagy mennyiségben a fúrások homokjainak ásványi összetétele alapján, aminek az lehet az oka, hogy a „folyó" fogalom eltérő a hordalékkúpok fejlődése és az üledékek ásványi összetétele szempontjából. Az előbbiek az üledékek szemcseméretének ill. fáciesének változása alapján jelölhetők ki, az utóbbiak esetében pedig akkor tekinthetők a minták ugyanazon folyó üledékeinek, ha hasonló ásványi összetételűek, ami hasonló kőzettani felépítésű lehordási területről való származásukkal magyarázható. A folyó lehordási területének változása, vagy a lehordási területen új forráskőzet felszínre kerülése, ill. más kőzetek intenzívebb lehordódása esetén viszont úgy tűnhet, hogy más-más folyó hozott a területre üledéket. Ugyanez okozhatja azt, hogy az alföldi vízrajznak – a hordalékkúpok elhelyezkedése alapján feltételezett – würmbeli gyökeres megváltozása nem tükröződik az ásványi összetételben. Bár az is lehetséges, hogy nem készült mikromineralógiai vizsgálat a fúrások ezen viszonylag rövid szakaszaiból.

A hordalékkúpok elhelyezkedése alapján készült ősvízrajz szerint DK felől nem érkezett üledékanyag a Körös-medence területére, míg a homokok ásványi összetétele alapján viszont igen. Ez az üledékanyag Dévaványa területén kevés, Vésztő térségében pedig igen sok.

Az ásványtani kiértékelés és a tektonikai modell összevetéséből – az üledékes kőzettani adatok figyelembe vételével – elsősorban arra a kérdésre keresünk választ, hogy mi volt a homokok ásványi összetétele alapján megállapított beszállítási irányok változásának oka?

A pleisztocén elején mindkét fúrásban kimutatható ÉK felől érkező üledékanyagot, az ÉK–DNY irányú reaktiválódott tektonikai vonalak mentén haladó folyók rakhatták le. Ekkor DK felől nem érkezett üledék a területre az Erdélyi-középhegység lábánál kialakult ÉÉK–DDNY irányú törésvonalak által meghatározott üledékcsapda jelenléte miatt, azaz feltételezhető egy, az Erdélyi-középhegységgel párhuzamos hosszanti folyóvízhálózat, amely az Erdélyi-középhegység még aktív tektonikus kiemelkedését jelzi. Ennek az üledékcsapdának későbbi feltöltődésére utal, – a homokok törmelékes nehézásványi összetétele alapján – hogy a vésztői fúrásban valamivel több mint 1,95 millió éve, a dévaványai fúrásban pedig később (valamivel kevesebb mint 1,95 millió éve) DK felől érkező üledékanyag jelent meg. Eszerint ebben az időszakban és a továbbiakban a hegységre merőleges vízfolyásoknak nőtt meg a szerepe, ami azt jelzi, hogy az Erdélyi-középhegység aktív kiemelkedését izosztatikus emelkedés váltotta fel (2. *ábra*).

E változáshoz köthető a lehordási irányok sűrű váltakozása is a vésztői fúrás középső szakaszán, párhuzamosan más üledékképződési változásokkal. Ezek alapján megfigyelhető, hogy a tektonikai folyamatok megváltozásának időszakában és annak környékén a fúrások középső szakaszán kisebb szemcseméretűek az üledékek és megszűnik, illetve zavarossá válik a tengeri oxigén

izotóp vizsgálatok alapján megállapított klíma ciklusok és az üledékes ciklusok közötti addigi jó korreláció. A változást követő szakaszon e korreláció helyre áll, míg ugyanakkor eltolódás észlelhető a mágneses szuszceptibilitás relatív alapértékében (NÁDOR et al. 2000). Ez utóbbit vagy a mágnesezhető szemcsék méretének jelentős csökkenése, vagy ezen szemcsék mennyiségének megnövekedése okozhatta (LANTOS M., szóbeli közlése), ami eltérő forráskőzetekre vagy eltérő üledékképződési viszonyokra utalhat. A fúrások középső szakaszán észlelt üledékképződési változások összefügghetnek az Alföld egyes területein az őslénytani vizsgálatokkal kimutatott részleges vagy teljes középső-pleisztocén üledékhiánnyal (KROLOPP 1970), annak ellenére, hogy a Körös-medencében folyamatosnak tekinthető a negyedidőszaki rétegsor (RÓNAI 1982; NÁDOR et al. 2000). Ezt szintén okozhatta a térség tektonikai folyamatainak megváltozása. Továbbá tektonikai változást sejtetnek az üledékképződési sebesség adatok is (RÓNAI 1985; NÁDOR et al. 2000). Mindkét fúrás pleisztocén eleji, hasonló ütemű üledékképződése a paleomágneses adatok szerinti 1,95 és 1,77 millió év között felgyorsult, majd a kb. 1 millió évnél fiatalabb üledékek esetében az üledékképződési sebesség ellentétesen változott a két területen, Vésztőn közel azonos maradt és néha gyorsult, Dévaványán pedig lassult. E jelenség magyarázata további vizsgálatokat igényel, de az egyik oka az, hogy a vésztői területre 1,95 millió év után – vagyis a transzverz folyók megjelenésével – több üledék érkezhetett, mivel közelebb helyezkedett el az Erdélyi-középhegység pereméhez, mint a Dévaványa térsége. Kérdés, hogy milyen mértékben süllyedt és milyen geometriával rendelkezett a Körös-medence ebben az időszakban?

Következtetések

A Körös-medencében a negyedidőszaki homokok és kőzetlisztek anyaga – törmelékes eredetű nehézásványi összetételük alapján – hasonló lehordási területről érkezett mint a Tiszántúl többi részére, különösen pedig a Dél-Tiszántúlra. A vizsgált két fúrás területére többnyire más-más folyók rakták le hordalékukat, és csak az alsó-pleisztocén képződmények között vannak olyanok, amelyek ugyanazon folyó üledékeinek tekinthetők.

A terület negyedidőszaki fejlődéstörténete során – melyet az alp-kárpáti és dinári geodinamikai történésektől függő feszültségterek fokozatos változása és egymással való kombinálódása határozott meg – a tektonikai változások, és elsősorban a háttéremelkedési folyamatok megváltozásából adódó vízfolyásirány változások az üledékek ásványi összetételében is tükröződnek.

A pleisztocén elején a Körös-medence területén az Erdélyi-középhegység aktív tektonikus kiemelkedése miatt az ÉÉK–DDNY irányú reaktiválódott tektonikai vonalak mentén az Erdélyi-középhegység NY-i peremével párhuzamos hosszanti folyóvízhálózat alakult ki. Az ÉK felől érkező folyók részben a Berettyó és a Sebes-Körös mai lehordási területének térségéből, főként a Bihari autochton metamorfitjaiból és harmadidőszaki üledékes kőzetek áthalmozásából eredő, gránátban gazdag hordalékot hoztak a medencébe, amihez – bizonytalan irányból származó – a jelenlegi felszínen alárendelt kloritdús kőzetekből

származó üledék is társult. DK felől nem érkezett durvább üledékanyag a területre, az Erdélyi-középhegység lábánál kialakult ÉÉK–DDNY irányú aktív törésvonalak által meghatározott üledékcsapda jelenléte miatt.

Ez az üledékcsapda valamikor 1,95 millió év táján – inaktívvá válása és feltöltődése, illetve az Erdélyi-középhegység peremének emelkedése miatt – megszűnt, amit az bizonyít, hogy a hegységhez közelebbi vésztői területre valamivel több mint 1,95 millió éve, a távolabbi Dévaványa térségébe pedig valamivel később, DK felől, a mai Fekete-Körös – üledékes kőzetekből, metamorfitokból és vulkanitokból álló – forráskőzeteihez hasonló kőzetekből származó epidotos – amfibolos (– magnetites – gránátos) üledékanyag érkezett. Eszerint ebben az időszakban és a továbbiakban megnőtt a szerepe a hegységre merőleges vízfolyásoknak, amit az Erdélyi-középhegység aktív kiemelkedésének megszűnése okozhatott. A változás oka a keleti-kárpáti szubdukció pliocén megszakadása lehetett, aminek izosztatikus emelkedésbe váltása erre az időszakra teljesedett ki. A DK felől érkező üledékanyag Dévaványa térségét csak rövid ideig érte el. Ezt követően ezen üledékeket ÉÉK felől, a Tisza és északabbi mellékfolyóinak mai forráskőzeteihez hasonló kőzetek – főként vulkanitok – lehordásából származó piroxénes üledékanyag váltotta fel. Ugyanakkor, időnként továbbra is ÉK-K felől gránátban gazdag és bizonytalan eredetű kloridús üledékanyag rakódott le, Vésztő területén viszont dominánssá vált a DK-i beszállítási irány. Az eleinte ide érkező epidotos – amfibolos (– magnetites – gránátos) homokokon kívül, a Fekete- és Fehér-Körös üledékes kőzetekkel, vulkanitokkal és metamorfitokkal borított mai lehordási területéhez hasonló forrásterületről, amfibolos – epidotos, néha pedig piroxénes – amfibolos üledékanyag érkezett. Ez a DK-i lehordási területen bekövetkezett változásokat, újabb forráskőzetek felszínre kerülését jelezheti. A fúrás középső szakaszán ÉK–K felől származó gránátos és időnként bizonytalan eredetű kloritos homokok és kőzetlisztek rakódtak le.

A két fúrás képződményei ásványi összetételének 1,95 millió év táján tapasztalt, tektonikai okokkal magyarázható változását az üledékképződés ütemének 1,95 és 1,77 millió év közötti felgyorsulása kíséri.

E változásra utal a ciklikus üledékképződés zavarossá válása és a sok helyen tapasztalható üledékhiány is ebben az időszakban.

A továbbiakban tervezzük a Körös-medence negyedidőszaki képződményei származásának, lehordási területeinek pontos meghatározásához a fúrások homokrétegei és jelenleg még meglévő feltételezett forráskőzetei ásványi összetételének részletes összehasonlítását és jellegzetes ásványaik geokémiai, ill. ásványtani összehasonlító vizsgálatát és az Erdélyi-középhegység NY-i peremvidékének részletes, fiatalkori tektonikai elemzését.

Köszönetnyilvánítás

Munkánk a T. 32956 számú OTKA pályázat keretében készült. Köszönettel tartozunk kollégáinknak, NÁDOR Annamáriának, JÁMBOR Áronnak, MÜLLER Pálnak, TÓTHNÉ MAKK Ágnesnek, FARKASNÉ BULLA Juditnak és LANTOS Miklósnak

értékes tanácsaikért, BRANNER Lászlónénak az ábrák elkészítéhez nyújtott segítségéért, valamint SZTANÓ Orsolyának kritikai megjegyzéseiért.

Irodalom – References

BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R. L. 1985: Processes and depositional environments within deltaic-lacustrine sediments, Pannonian Basin, Southeast Hungary. – *Geophys.Trans.* 31, 55–74.

BORSY Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjainak negyedidőszaki fejlődéstörténete. – *Földrajzi Értesítő,* 38/3–4, 211–224.

BORSY, Z. 1992: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. – In: RACHOCKI, A. H. & CHURCH, M. (Eds): *Alluvial Fans:* A field approach.

BREZSNYÁNSZKY K. 1989: Magyarország és környékének hegységszerkezete 1 : 200 0000. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.

BURBANK, D.W. 1992: Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges Basin. – *Nature,* 357, 680–683.

COOKE, H. B. S., HALL, J. M. & RÓNAI, A. 1979: Paleomagmatic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae,* 22/1–4, 89–109.

CSONTOS, L. & BERGERAT, F. 1992: Reevaluation of the Neogene brittle tectonics of the Mecsek-Villány area (SW Hungary). – *Annales Univ. Scientiarum Budapestiensis Section Geologica,* 29, 3–12.

CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F. & KOVA, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* 208, 221–241.

CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1999: Late Miocene inversion versus extension in the Pannonian Basin. – Abstracts of the 4th Workshop on Alpine Geological Studies, Tübingen, *Geowissenschaftlichte Arbeiten, Ser.* A, 52, 132 p.

DUNKL, I., ÁRKAI, P., BALOGH, K., CSONTOS, L. & NAGY, G. 1994: Thermal modelling based on apatite fission track dating: the uplift history of the Bükk Mountains. – *Földtani Közlöny* 124/1, 1–24.

ELEK I. 1979: A kunadacsi Ka-3, kerekegyházi Ke-3 és kecskeméti Kecs-3. sz. perspektívikus kutató fúrások mikromineralógiai vizsgálata. – *Földtani Intézet Évi Jelentése* 1977-ről, 113–120.

ELEK I. 1980: A vésztői V-1. sz. Kutató fúrás mikromineralógiai eredményei. – *Földt. Int. Évi Jelentése* 1978-ról, 167–172.

FODOR, L., CSONTOS, L., BADA, G., GYÖRFI, I. & BENKOVICS, L. 1999: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRRANE, M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. – *Geological Society, London, Special Publications* 156, 295–334.

FRANYÓ F. 1977: Exploratory drilling on the Great Hungarian Plain by Hungarian Geological Institute from 1968 to 1975. – *Földrajzi Közlemények* 25/1–3, 60–71.

FRANYÓ F. 1992: Magyarország 1 : 200 000-es kvarter talpmélység térképe. – Kézirat. Országos Földtani- és Geofizikai Adattár

FÜLÖP J. 1989: *Bevezetés Magyarország geológiájába.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 246 p.

GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1973: A mindszenti és a csongrádi kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata, különös tekintettel az anyagszállítás egykori irányaira. – *Földtani Intézet Évi Jelentése* 1971-ről, 169–184.

GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1976a: Adatok az Észak-Alföld üledékösszletének ismeretéhez. – *Földtani Intézet Évi Jelentése* 1973-ról, 181–194.

GEDEONNÉ RAJETZKY M. 1976b: Pliocén végi negyedkori üledékciklusok mikromineralógiai spektruma a Szarvas 1. sz. fúrásban. – *MÁFI Évi Jelentése* 1974, 171–183.

GYÖRFI I. 1994: DK-Magyarország és az Erdélyi Középhegység neogén medencéinek szerkezetfejlődése. – Szakdolgozat, ELTE TTK Általános és Történeti Földtani Tanszék, 77 p.

HORVÁTH, F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. – *Tectonophysics* 226, 333–357.

HORVÁTH F., NAGYMAROSY A., CSONTOS L. &. VÖRÖS A. 1995: A Kárpát-medence tektonikai fejlődéstörténete. – Előadássorozat, Kézirat, ELTE TTK Őslénytani Tanszék.

HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 1996: Stress induced late-stage subsidence anomalies in the Pannonian Basin. – In: CLOETINGH, S., BEN AVRAHAM, Z., SASSI, W. & HORVÁTH, F. (Eds): Dynamics of extensional basins and inversion tectonics. – *Tectonophysics* **266**, 287–300.

HORVÁTH, F. & TARI, G. 1999: IBS Pannonian Basin project: a review of the main results and their bearings on hydrocarbon exploration. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRRANE, M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 195–213.

HUISMANS, R. S., BERTOTTI, G., CIULAVU, D., SANDERS, C. A. E., CLOETINGH, S. & DINU, C. 1997: Structural evolution of the Transylvanian Basin (Romania): a sedimentary basin in the bend zone of the Carpathians. – *Tectonophysics* **272**, 249–268.

IANOVICI, V., BORCOS M., BLEAHŰ, M., PATRULIUS, D., LUPU, M., DIMITRESCU, R. & SAVU, H. 1976: Geologia Muntilor Apuseni. – Bukarest, 631 p.

JÁMBOR, Á. 1989: Review of the geology of s.l. Pannonian formations of Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* **32**, 269–324.

JÁMBOR Á., BIHARI D., CHIKÁN G., FRANYÓ F., KAISER M., RADÓCZ Gy. & SIKHEGYI F. 1993: Magyarország pleisztocén tektonikai térképe. – Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Adattára, 5 p.

KÁDÁR L. 1939: Tektonikus tájelemek az Alföldön. – *Földrajzi Közlemények* **67**, 342–351.

KROLOPP E. 1970: Őslénytani adatok a Nagyalföld pleisztocén és pliocén sztratigráfiájához. – *Őslénytani Viták*, **14**, 5–43.

KUTI L., MOLNÁR P., ELEK I., VERMES J., SALLAY M. & GYURICZA Gy. 1987: Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása. – Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Adattára, 126 p.

LANGFORD, R. P., JACKSON L. W. & WHITELAW M. J. 1999: The Miocene to Pleistocene filling of a mature extensional basin in Trans-Pecos Texas: geomorphic and hydrologic controls on deposition. – *Sedimentary Geology* **128**, 131–153.

MOLNÁR B. 1964: A magyarországi folyók homok üledékeinek nehézásvány összetétel vizsgálata. – *Hidrológiai Közlöny* **44/8**, 347–355.

MOLNÁR B. 1965a: Ősföldrajzi vizsgálatok a Dél-Tiszántúlon. – *Hidrológiai Közlöny* **45**, 397–404.

MOLNÁR, B. 1965b: Changes in area and directions of stream erosion in the eastern part of the Hungarian basin (Great Plain) during the Pliocene and Pleistocene. – *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Mineralogica-Petrographica* **17**, 39–52.

MOLNÁR B. 1966a: Lehordási területek és irányok változásai a Dél-Tiszántúlon, a pliocénben és a pleisztocénben. – *Hidrológiai Közlöny* **46**, 121–127.

MOLNÁR B. 1966b: Pliocén és pleisztocén lehordási területek változása az Alföldön. – *Földtani Közlöny* **96**, 403–413.

MOLNÁR B. 1971: A mikromineralógiai vizsgálatok alkalmazása a földtani kutatásban. – In: Az üledékes petrográfia újabb eredményei. Magyarhoni Földtani Társulat kiadványa, Budapest, 123–176.

MOLNÁR B. 1972: A Nagyalföld negyedkori üledék-komplexumának genetikája. – Kandidátusi értekezés tézisei.

MOLNÁR, B. 1980: Changes of source areas as reflected by the depression of the Körös Rivers. – *Acta Universitatis Szegediensis, Acta Mineralogica-Petrographica* **24/2**, 339–353.

MOLNÁR, B. 1997: The geological makeup and evolution history of the Great Hungarian Plain. – Kézirat, kirándulásvezető, Hydro-Petro-Geology and Hungary 25–95.

MOLNÁR P., THAMÓNÉ BOZSÓ E. & GYURICZA Gy. 1989: Jelentés a „Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása" c. Program 1988. évi teljesítéséről. – Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Adattára., 49 p.

MOLNÁR P., GYURICZA Gy. & TAMÓNÉ BOZSÓ E. 1990: Jelentés a „Magyarország recens és fosszilis torlatainak kutatása" c. Program 1989. évi munkálatairól. – Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Adattára, 49 p.

MÜLLER, P., DANA, H. G. &. MAGYAR, I. 1999: The endemic molluscs of the Late Miocene Lake Pannon: their origin, evolution, and family-level taxonomy. – *Lethaia* **32**, 47–60.

NÁDOR A., MÜLLER P., LANTOS M., THAMÓNÉ BOZSÓ E., KERCSMÁR ZS., TÓTHNÉ MAKK Á., SÜMEGI P., FARKASNÉ BULLA J. & NAGY T.-né 2000: A klímaváltozások és az üledékes ciklusok kapcsolata a Körös-medence negyedidőszaki folyóvízi rétegsoraiban. – *Földtani Közlöny* **130/4**,

NEUBAUER, F., GENSER, J., LIU, Y. & GE, X. 2000: The Akasai basin, an active peripheral foreland basin to the Altyn orogen, China? – Abstracts, Sediment 2000, Wien 2000 06. 21–23. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **43**, p. 98.

PETTIJOHN, F. J. 1975: *Sedimentary Rocks.* – New York, 628 p.

POGÁCSÁS, GY., LAKATOS, L., UJSZÁSZI, K., VAKARCS, G., VÁRKONYI, L., VÁRNAI, P. &, RÉVÉSZ, I. 1988: Seismic facies, electro facies and Neogene sequence chronology of the Pannonian basin. – *Acta Geologica Hungarica* **31**, 175–207.

RÓNAI A. 1959: Adatok a folyók üledékképződési munkájának ismeretéhez. – *Hidrológiai Közlöny* **39**, 1–16.

RÓNAI A. 1982: A negyedidőszak és felső-pliocén süllyedés menete a Körös-medencében. – *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1980-ról**, 77–80.

Rónai A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. – *Geologica Hungarica ser. Geol.* **21**, 446 p.

RUMPLER, J. & HORVÁTH, F. 1988: Representative seismic reflection lines and their structural interpretations. – In: ROYDEN, L.H. & HORVÁTH, F. (Eds): The Pannonian Basin. *AAPG Memoirs*, **45**, 153–170.

SALLAY M. 1984: A magyarországi harmad- és negyedidőszaki üledékes képződmények mikromineralógiai adatai I–VI. – Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Adattára, 1153 p.

SANDERS, C. 1998: Tectonics and erosion. Competitive forces in a compressive orogene – A fission track study of the Romanian Carpathians. – PhD Thesis, Vrije Universitiet, Amsterdam, 204 p.

SÜMEGHY J. 1944: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani Leírása VI. – *Magyar Királyi Földtani Intézet* **1944**. 208 p.

SZABÓ D. 1967: Összefoglaló földtani jelentés és készletszámítás a biharkeresztes-ártándi felderítő fázisú kavicskutatásról. – Kézirat, Magyar Geológiai Szolgálat Adattára, 503 p.

SZABÓ P. 1955: A Duna-Tisza közi felsőpleisztocén homokrétegek származása ásványos összetétel alapján. – *Földtani Közlöny* **85**, 442–456.

TARI, G. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **208**, 203–219.

TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRRANE, M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 215–250.

THAMÓNÉ BOZSÓ E. 1997: Magyarországi kainozóos homokok és homokkövek ásványi összetétele földtani értékelésének eredményei. – Kézirat, kandidátusi értekezés 80 p.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsek hegység – Magyar Tájak Földtani Leírása I. – Magyar Állami Földtani Intézet

VAN BALEN, R.T., LENKEY, L., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. A. P. L. 1999: Two dimensional modelling of stratigraphy and compaction-driven fluid flow in the Pannonian Basin. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH F. & SÉRRANE, M. (Eds): The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, **156**, 391–414.

WEIN GY. 1967: Délkelet-Dunántúl hegységszerkezete. – *Földtani Közlöny* **97**, 371–395.

A kézirat beérkezett: 2000. 06. 30.

Földtani Közlöny 130/4, 673–694 (2000) Budapest

Gravitációs tömegmozgások a Darnó zóna tengeri oligo-miocén üledékeiben: a Dubicsány-31 fúrás értékelése

Gravity mass movements in the Oligocene–Miocene deposits of the Darnó zone: a study based on Dubicsány-31 well

BÁLDI Tamás[1] – SZTANÓ Orsolya[1]

Key words: gravitációs tömegmozgás, oligocén, alsó-miocén, Darnó-zóna
Tárgyszavak: gravity mass movements, Oligocene, Lower Miocene, Darnó zone

Abstract

In this study a palaeoecological, sedimentological and stratigraphical analysis of Oligocene–Miocene marine sediments drilled at Dubicsány-31 N of the Bükk Mts. has been carried out, as a continuation of a similar work on Oligocene deposits of the S Bükk.

The Oligocene–Miocene sedimentary sequence of the Dubicsány-31 well is quite different from their counterparts. Above the Kiscell Clay tufaceous, glauconitic sands, pebbly mudstones thought to correspond to Noszvaj Member may also formed by sediment gravity flows. The overlying series which is built up of fining upwards cycles of clast to matrix supported conglomerates, sandstones and coal-flakes-bearing silts with brackish molluscs is also regarded to be redeposited in origin. This part of the succession contains relatively high amount of glauconite, as well as rodolithes. This latter commonly occurs at the base of the stage Egerian in the shallow marine Novaj Beds. The following very thin Eger Clay unlike elsewhere also contains pebbly mudstones. In addition molluscs indicate somewhat deeper depth then at the type locality at Eger. Upper Egerian „flabellipecten-bearing silts" (equivalents of the Szécsény Schlier) with sandy, pebbly intercalations are following over a paracomformity and also were formed by sediment gravity flows. The Eggenburgian is represented by more or less typical variety of the Szécsény Schlier, though rarely but also containing redeposited pebbly mudstones and sands. Faunal assemblages and bathymetric changes correlate well with that of the Alsószuha-1 borehole. Thus it is concluded that submarine sediment gravity flows here did not stop at the end of the Kiscellian stage, but continued up to the Egerian and Eggenburgian, they reflect the tectonical influence of the Darnó fault zone.

The most important result of this study is revealing the „intra-Egerien denudation". In all of the studied sections around the Bükk the signs of a denudational period are evident, the top of the Oligocene – shoreface to estuarine sands known from Eger, Kazincbarcika and Mucsony – is missing or was eroded to a different extent. The cause of this event may have been a renewed uplift of the area, though eustatic fall also occurred during the same period. The next relative sea-level rise occurred in the Late Egerian (Early Miocene) producing the unique flabellipecten-bearing schlier, parallel with formation of the Bretka Limestone and other glauconitic sands over previously exhumed basement heights. Depth indicator fauna of the siltstones points to deepening from deep-sublittoral to shallow-bathyal depth in general, with a decreasing frequency of gravity mass movements from Egerian to Eggenburgian. Although the schlier formations indicate deepening most likely in connection with renewed basin subsidence, minor variations in bathymetric conditions may have been the result of eustatic changes (TB 1.4 – 2.1).

[1] ELTE, TTK, Általános és Történeti Földtani Tanszék, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a

Gravity mass movements accompaning the deposition of the whole Oligo-Miocene succession in the Darnó fault zone are without stratigraphic significance. They only reflect the movements of the structural lines triggering frequent redeposition.

Manuscript received: 10 03 1999

Összefoglalás

Ez a tanulmány a dél bükki oligocént értelmező munkánkhoz hasonlóan sztratigráfiai, batimetriai és szedimentológia szempontból elemzi a Bükktől északra, a Darnó zónában mélyült Dubicsány-31. sz. fúrás rétegsorát.

A fúrás rétegsora a Darnó zóna szedimentációs viszonyait, s ezen keresztül egyértelműen annak tektonikai aktivitását tükrözi. A Kiscelli Agyag felett egy feltehetően gravitációsan átülepített sorozat következik, amely a Noszvaji Tagozattal azonosítható. Erre egy ciklikus felépítésű, sok glaukonitot tartalmazó, biztosan szubmarin gravitációs áthalmozással képződött összlet települ, mely a benne található lithothamnium gumók miatt nem lehet az egri bázisán előforduló novaji szintnél idősebb. Erre települ – egyedülálló kavicsos iszapkő fáciesben – ugyancsak törmelékfolyásokkal kísért egri molluszkás agyag, melynek makrofaunája a tipikus egrinél valamivel nagyobb vízmélységet jelez. Fedője diszkordánsan települő késő-egri „flabellipectenes" slír (Szécsényi Slír legalsó szintje), melynek keletkezésében a gravitációs üledékfolyásoknak szintén jelentős szerepe volt. Az elemzett fúrási rétegsor az Alsószuha-1. sz. fúrással párhuzamosítható, Szécsényi (Putnoki) Slírrel folytatódik az eggenburgiban. Gravitációsan átülepített betelepülések – kavicsos iszapkövek, kavicsos homokok, – ritkábban ugyan – de ebben a szinttájékban is előfordulnak. Tehát a tengeralatti gravitációs üledékfolyások itt nem fejeződtek be a kiscelliben, hanem folytatódtak a egri, sőt az eggenburgi során is.

Vizsgálataink legfontosabb eredménye az „intra-egri denudáció" kimutatása. Úgy tűnik az alsó egri (oligocén) legteteje – különböző mértékben ugyan, de a Bükk környéki rétegsorok mindegyikében – Egertől Miskolcon át Alsószuháig – erodált és/vagy hiányzik. Ennek oka kiújuló tektonikai mozgás és/vagy eusztatikus tengerszint esés egyaránt lehetett. A földtörténet következő relatív vízszintemelkedése a felső-egri (miocén, akvitáni) bázisán figyelhető meg: az alaphegységre települő Bretkai Mészkő, a „flabellipectenes" slír, ill. a Szécsényi Slír egyéb, alaphegységre diszkordánsan települő bázis-rétegeinek képződésével („bretkai transzgresszió"). Az egri–eggenburgi makrofauna kitűnően jelzi a fokozatos vízmélység növekedést mélyszublitorálistól sekélybatiálisig, csökkenő gyakoriságú gravitációs áthalmozásokkal. Bár a mélyülést kiújuló aljzatsüllyedésnek tulajdonítjuk, a slíren belüli kisebb vízmélységingadozások feltehetően eusztatikus hatást tükröznek (TB 1.4 – 2.1).

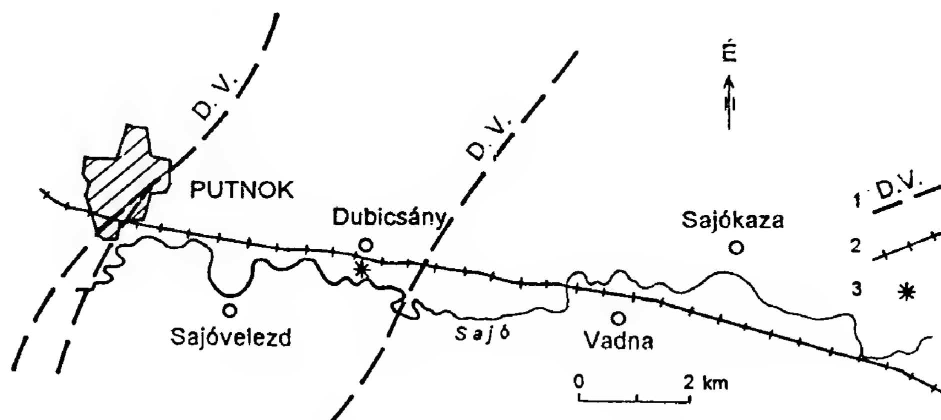
A Darnó zóna oligo-miocén rétegsorát szinte végigkísérő gravitációs tömegmozgásoknak rétegtani jelentősége, véleményünk szerint nincs, a meginduló aljzatemelkedésből eredő tektonikai impulzusok hatását véljük bennük felismerni.

Bevezetés

Egy előző tanulmányunkban szubmarin gravitációs tömegmozgással újralerakódott felső-kiscelli üledékes kőzettesteket ismertettünk a Bükktől délre és keletre fekvő területekről (BÁLDI & SZTANÓ 2000). A munka folytatásaként hasonló fácieseket vizsgáltunk a Bükk É-i előhegyeihez tartozó területen, Putnoktól K-re, a Sajó-völgy medencéjében mélyült Dubicsány-31. sz. mélyfúrás felső-kiscelli, egri, sőt eggenburgi szakaszain. A délbükki oligocén szelvényekkel összevetve ez a rétegsor több meglepetéssel szolgált. A „kettős" Darnó-vonal övezetében mélyült (1. ábra). Így a Darnó tektonikai zónát kísérő mozgások élénk hatást gyakorolhattak a „dubicsányi medence" szedimentációjára. A gravitációs tömegmozgások idejének, valamint a képződményeknek némileg eltérő volta – helyenként unikális kifejlődése – indokolttá tette azok külön tárgyalását.

Összehasonlításuk azonban a fent említett noszvaji rétegsorokkal a földtörténeti események megítélése szempontjából szükségszerű.

A fúrási pont a falu közvetlen közelében, attól D-re, a Putnok-miskolci vasútvonalon túl, a vasúti pálya és a Sajó közötti keskeny sávban került kitűzésre, a folyóparton (*1. ábra*). 1982-ben mélyítették, első alapos és részletes felvételét RADÓCZ Gyulának (1982 kézirat, 1988 kézirat) köszönhetjük. Az ő társaságában B.T. 1988-ban újra felvette Rákóczitelepen a teljes fúrt maganyagot, begyűjtve a makrofaunát is. A szelvény nannoplanktonját ugyanekkor NAGYMAROSY András (1988 kézirat) vizsgálta meg.

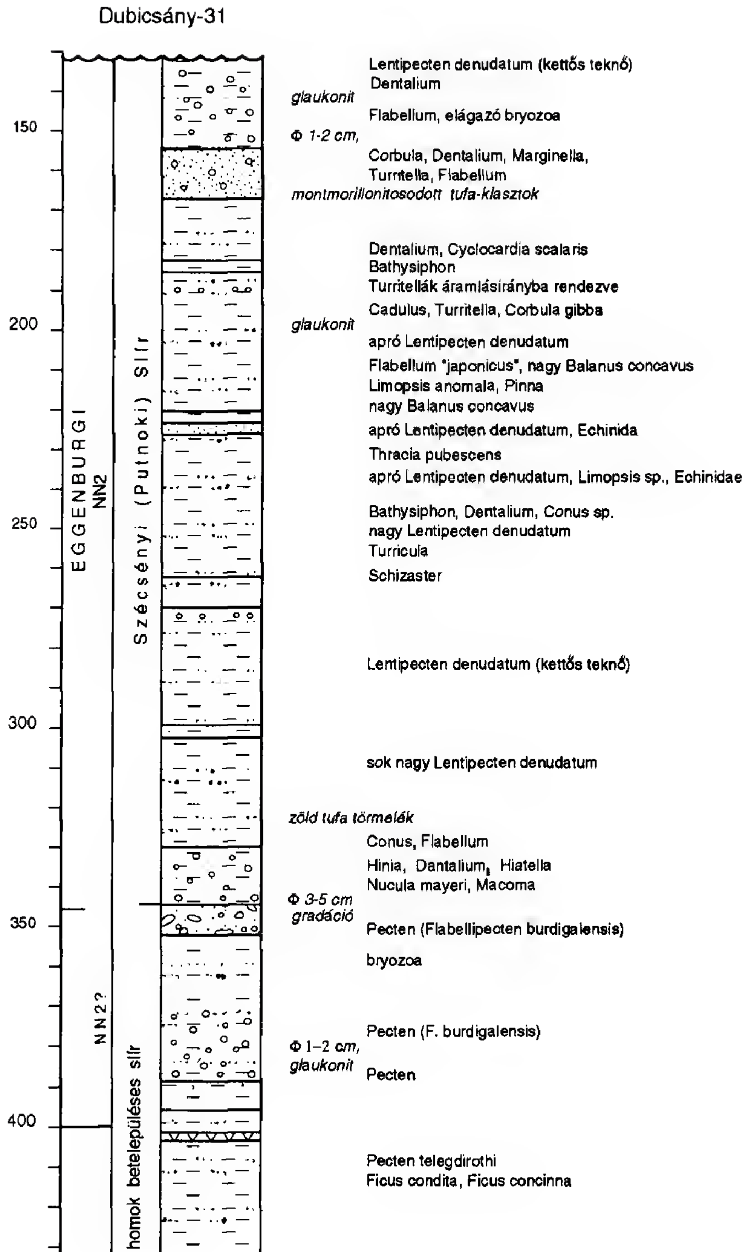


1. ábra. A Dubicsány-31. sz. fúrás pontjának vázlatos helyszínrajza. 1. A Darnó zóna egyes vonalai, 2. vasútvonal, 3. Dubicsány-31 sz. fúrás helye

Fig. 1 Location map of the Dubicsány-31 well. 1. various lines within the Darnó tectonic zone, 2. railroad, 3. location of the well

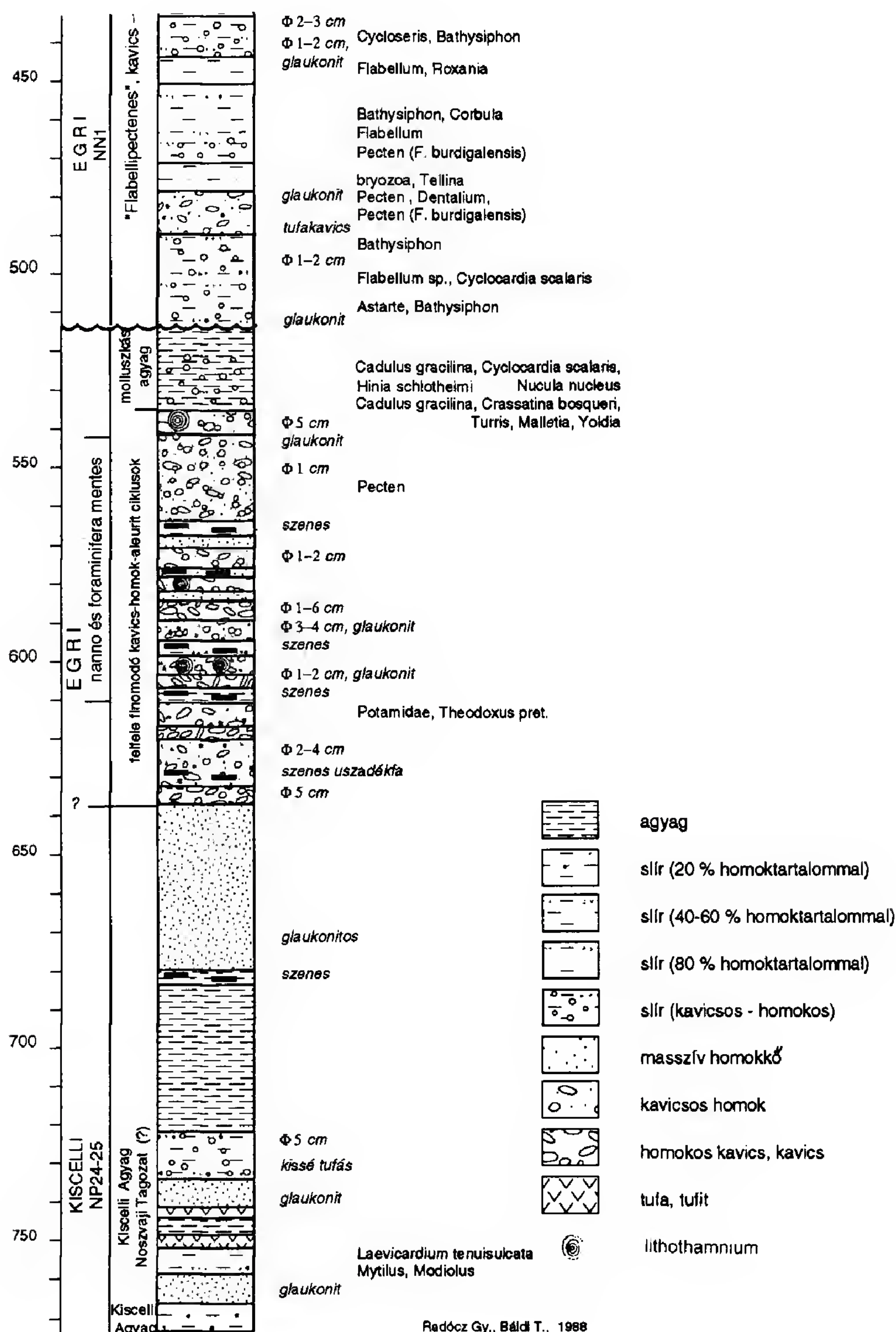
A Dubicsány-31. sz. mélyfúrás rétegsora

131,7–514,0 m között a fúrás Szécsényi Slírt harántolt. A korábban elkülönített „Putnoki Slír" összevonását a Szécsényi Slírrel már javasoltuk (BÁLDI 1997). A két név mind korát, mind fáciesét tekintve teljesen azonos formációt jelölt. A slírre – a vizsgált fúrási szelvényben, talán diszkordánsan – a Zagyvapálfalvai Formációnak megfelelő „terresztrikum" települ, majd ez utóbbira az „alsó riolittufa" (ottnangi bázisa). A fúrással feltárt Szécsényi Slír mindenben, – tehát kőzetét és makrofaunáját tekintve is – teljesen azonosnak látszik a korábbról már publikált, az Aggteleki-hegység D-i előhegyeiben, tehát Dubicsánytól alig 14 km-re mélyített, Alsószuha-1. sz. fúrás slírjével (BÁLDI & RADÓCZ 1971). Felső szinttája (131,7–350,0 m) – akárcsak az alsószuhai szelvényben – tipikus slír, a jellemző faunával. Szembetűnik azonban egy igen lényeges különbség: a Dubicsányban megfúrt slírben kavicsos iszapkő és kavics betelepüléseit találjuk. A slír alsó szinttáját Dubicsányban is egy homokosabb, nem tipikus slírfaunát magábazáró, a felső-egribe tartozó tagozat építi fel 350–514 m között.



2. *ábra.* Dubicsány-31. részletes szelvénye és faunája (RADÓCZ & BÁLDI felvétele 1988-ban)

Fig. 2 Detailed lithology, macrofauna and stratigraphy of Dubicsány-31 (after RADÓCZ & BÁLDI 1988)



2. ábra (folytatás) – Fig. 2 (cont.)

131,7–155,0 m között: szürke aleuritban többnyire apró kavicsok szórtan fordulnak elő (2. *ábra*). E szintből NAGYMAROSY A. (1988 kézirat) NN 2 nannozónát tudott kimutatni. Makrofaunában elég gazdag: *Lentipecten (=„Amussium") denudatum* (sok, normál méretű és elvétve kettős teknővel betemetett!), *Macoma elliptica, Limopsis* sp., *Dentalium* sp., *Flabellum* sp. (magányos korall), elágazó bryozoák, nagyobb *Balanus* cf. *concavus* BRONN töredékek, melyeket a selfről valószínűleg gravitációs tömegmozgás szállított le. 150 m körül max. 1 cm átmérőjű agyagosodott, zöld színű tufa-kavics, ill. agyag-kavics és tufa-klasztok észlelhetők, egyébként a kavicsok anyaga kvarcit és tűzkő. Glaukonit szemcsék és glaukonitosodás nyomai az egész mélységközt jellemzik.

155,0–170,0 m között kissé kevesebb a kavics, de több a homok a slírben, bár montmorillonitosodott tufa-kavicsok észlelhetők. Makrofaunájában *Corbula* sp., gyakori *Lentipecten denudatum, Calliostoma* sp., *Marginella* sp., *Flabellum* sp., *Turritella* sp., *Limopsis* sp., *Volutilithes* sp., *Dentalium* sp. ismerhető fel.

170,0–250,0 m-ig csak – kisebb szemcseméret ingadozások mellett – slírt találtunk, kavics nem fordul elő – kivéve a 190 m körüli szintet, melyben vékony aprókavicsos betelepülés található – ugyanitt a Turritella-k áramlás-irányba rendezettek a réteglapon, és glaukonitos szint is kimutatható. A makrofauna jellemző alakjai: *Nucula* sp., Bryozoa, *Cyclocardia scalaris* SOWERBY, *Dentalium* sp., *Limopsis anomala* EICHWALD, *Flabellum „japonicum", Bathysiphon* sp. (gyak.), *Turritella* sp. (gyakori, apró termetű), *Corbula gibba* OLIVI, *Cadulus gracilina* SACCO, *Lentipecten (="Amussium") corneum denudatum* REUSS. 201–250 m között, a kissé homokosabb slírben, feltűnően kistermetű példányok fordulnak csak elő, habár maga a *L. c. denudatum* gyakori. Ehhez hasonló szintet „apró-amussziumos zóna", ill. „Hinia–Turritella zóna" néven már leírtunk az Alsószuha-1. sz. mélyfúrás Szécsényi Slírjéből (BÁLDI & RADÓCZ 1971). *Thracia pubescens* PULTNEY, *Balanus concavus Bronn* nagy töredékei (a selfről gravitációs tömegmozgással szállíttatott le), *Pinna* sp. egészítik ki a faunalistát. Az egész mélységközre jellemző a magasabb, olykor 80%-ot elérő homoktartalom (2. *ábra*).

250,0–328,0 m között típusosabb a slír, pélit-tartalma átlag nagyobb, 300 m körül 80%-os csúccsal. Kavicsok és más gravitációs tömegmozgásra utaló jelek nincsenek. Makrofaunája: *Lentipecten (=Amussium) corneum denudatum* (igen gyakori, és normálisan nagy méretű. 287 m-ben egy példány kettős teknővel maradt fenn), továbbá *Macoma* sp., *Polinices* sp., *Turricula* sp., *Conus* sp.

328,0–350,0 m mélységközben kavicsos slír foglal helyet. Apró kvarcitkavicsokon kívül agyag-kavicsok is fellépnek a homokos pélit mátrixban. 345 m körül kavicsos iszapkő betelepülését, 350 m-ig homokos és aleuritos kavics váltakozását figyeltük meg. 347 m-ben *Nucula mayeri, Macoma elliptica, Corbula* sp. fordul elő, ami még a „valódi" slír-fáciest jelezheti, a kavicsosság ellenére. Átmeneti jellegű a fekvőjében található „flabellipectenes, homokos slír" és a „lentipectenes (amussziumos) slír" között.

A 350–514 m közötti szakaszt „flabellipectenes" kavicsos homokos „slírnek" neveztük el, és korát késő-egrinek tartjuk. NAGYMAROSY szerint e szakasz az NN1 MARTINI-féle zónába tartozik. RADÓCZ „homokos aleurit"-nak nevezi. Egyes szintekben apró-kavicsos, kavicsos (átmérő 1–2 cm). Makrofaunája nem slírfauna [a R. HOERNES-féle Ottnangi Slír faunáját tekintve a szokásos módon

típusnak]. „*Flabellipecten burdigalensis* LAM." és alakköre (revízió alatt) a legjellemzőbb és leggyakoribb kövülete, *Ficus condita* BROGNIART, *F. concinna* BEYRICH, *Roxania* sp., *Flabellum* sp. (gyak.), *Turritella* sp., *Turricula* sp., *Lucinoma borealis* L., *Bathysiphon* sp., *Corbula* sp., *Cassis* sp., *Dentalium* sp., *Pelecyora polytropa* ANDERSON, *Astarte* sp., Bryozoa, *Tellina* sp., *Discotrochus* sp. (=*Cycloseris* sp.), *Saxolucina bellardiana (= ottnangensis)*. A felsorolt taxonok közül a tipikus slír-előfordulásokban gyakori, bár más fáciesekben is előfordul a *Flabellum* sp., *Bathysiphon* sp., *Discotrochus* sp.(= *Cycloseris* sp.), *Saxolucina bellardiana „ottnangensis"*. Összességében a fenti kőzetösszlet – bár granulometrikus mutatóiban hasonlít a slírhez, – de attól makroszkóposan eltér (talán kissé durvahomokosabb, kötöttebb, stb.). Késő-egri (= akvitánien) korát a pectinidák is jelzik az NN 1 MARTINI-féle zóna mellett. Bár a pectinidák taxonómiai revízió alatt állnak, az biztosan állítható, hogy ugyanaz a faj (esetleg fajok) fordulnak elő, melyek az Eger és Novaj környéki lelőhelyeken (pl. Wind-féle téglagyári szelvényben, valamint Novaj, Nyárjason) már korábbról ismertek voltak, és „*Flabellipecten burdigalensis* LAMARCK", „*F. telegdirothi* CSEPREGHY-MEZNERICS" néven kerültek leírásra ill. feljegyzésre.

A revízió főleg a génuszba-sorolást, a faji azonosítást érinti, de európai szinten. Így pl. a Flabellipecten helyett a korrekt név: Amussiopecten, és nem azonos a típuslelőhelyről, tehát az Aquitáni-medencéből LAMARCK által leírt típussal, ami miatt a jövőben a *burdigalensis* fajnév helyett a *minor* TELEGDI-ROTH, 1914 varietás-név – mint senior szinoníma – lép hatályba. Hasonlóképp a *Flabellipecten telegdirothi* helyes neve valószínűleg *Aequipecten telegdirothi* CSEPREGHY-MEZNERICS lesz. (vö. MANDIC in BÁLDI et al. 1999.)

A fenti névváltozások azonban nem befolyásolják a tényt, hogy a dubicsányi pectinidák azonosak az egri, novaji, stb. pectenekkel. Saját terepi megfigyeléseink szerint, egy kivételtől eltekintve, mindig kaviccsal együtt temetődtek be a pectinidák. Így allochton helyzetük aligha kérdéses. Ha viszont áthalmozottak, akkor csak fiatalabbak lehetnek autochton lelőhelyeik koránál. A tengermélységet sem jelezhetik pontosan, hiszen a valóságosnál sekélyebbnek indikálják az egykori tengert.

Általában jellemző a 328–514 m közötti intervallumra a kavicsos és kavicsmentes homokos slír váltakozása. A kavicsos iszapkő kb. hét szintben települ közbe. Megfigyelhető, hogy alatta gyakran viszonylag nagy (80%) agyagtartalma van a slírnek. A kavicsos slír egy-egy rétegén belül megfigyelhető a kavics mennyiségének csökkenése felfelé, és a betelepülés a fedőben átmegy homokos slírbe. A kavicsos slír minden bizonnyal törmelékfolyásokkal került a mélybe. Ez azért is fontos, mert a pectinidák is gyakran ezekben az átülepített rétegekben fordulnak elő.

514–542 m-es szakaszban az alsó-egri „molluszkás agyag" tagozatának kavicsos, kavicsos iszapkő fáciesben kifejlődött változatát észleltük a „flabelli-pectenes, homokos slír" fekvőjében. A „molluszkás agyag" a Novaji Tagozat „glaukonitos homokkövé"-nek megfelelő összletre (542–636 m) települ. Ez utóbbinak kora is kora-egri. Bár a teljes mélységköz egyes szintjeiben a pélit mennyisége a MÁFI mérései szerint eléri a 80–90%-ot, ennek ellenére gyakoriak az olykor durva-kavicsos betelepülések (2. *ábra*). Legfeltűnőbb, hogy a kavicsot

több horizontban is (525 m-től előbb szórványosan, majd nagy tömegben 538 m körül, továbbá 580–590 m, valamint 600–605 m közötti részben) 1–6 cm-es átmérőt is elérő lithothamnium gumók (rhodolit) alkotják a pélites masszában. A rhodolitos pélitet a kavicsos iszapkő egy sajátos fajtájának, s ilymódon törmelékfolyással mélybe került üledékes kőzetnek tartjuk. Ezt alátámasztja az 514–542 m közötti makrofauna is, amelyet fontossága miatt az alábbiakban hiánytalanul közlünk: *Nucula nucleus* L., *Nuculana solymarensis* BÁLDI (sok), *N. anticeplicata* TELEGDI-ROTH, *Yoldia raulini* COSSM. et PEYROT, *Malletia degrangei* COSSM. et PEYROT, *Glycymeris* ex aff. *latiradiata* GÜMBEL, *Camptonectes* (= *Palliolum*) *incomparabilis* RISSO, *Crassatina* ex aff. *bosqueti* KOENEN (sok), *Venus multilamella* LAMARCK (apró példányok), *Cyclocardia scalaris* SOWERBY, *Venus multilamellata interstriata* TELEGDI-ROTH (sok), *Thyasira* cf. *vara* KOROBKOV, *Corbula gibba* OLIVI, *Hinia schlotheimi* BEYRICH (sok), *Cadulus gracilina* SACCO, *Turris* sp., *Aporrhais callosa* TELEGDI-ROTH, *Polinices* cf. *catena* DA COSTA, *Ringicula* ex aff. *paulucciae* MORLET. E faunában felismerhetők az Egri Formáció molluszkás agyag tagozatának egyes elemei. Természetesen van bizonyos mértékű hozzákeveredés is a self kissé sekélyebb részeinek faunájából (*C. incomparabilis, Cyclocardia scalaris, Glycymeris*, stb.). A taxonok többsége, így a Malletia, Cadulus, Turris, *Hinia schlotheimi*, Ringicula, *Venus multilamellata*, Crassatina, stb. jelzi a molluszkás agyagot, és a kora-egri kort. E korhatározás kiterjesztése a teljes intervallumra természetesen hipotetikus, mivel a molluszkák az 542 m-es szint alatt nincsenek. Mégis e rétegösszlet kora-egri korát valószínűsíthetjük a Novaji Tagozatra jellemző lithothamniumos „mészkő-termelés" kiterjedt volta miatt. E fácies a Paratethys oligocénjében nagy ritkaság!

Az 542–572 m-ig terjedő szakaszról, – a rossz magkihozatal miatt – csak sejthető, hogy néhol „meszes, kavics-konglomerátum" és 565 m körül szenes indikáció alkotja. 572–636 m között ismét tűrhető magkihozatal mellett nyert anyagon megállapítható, hogy ciklikus felépítésű. Rétegeinek dőlés-szöge: 20°. Az 572–636 m közötti szakaszban durva kavicsos homok, homokos durvakavics, kavicsos iszapkő fordul elő egymással és pélittel váltakozva. Felfelé csökkenő szemcseméretű kisciklusok ismerhetők fel benne, melyek szintén a gravitációs tömegmozgásos eredetet valószínűsítik. Hasonló kisciklusokat mutatott ki legutóbb a felső-eocén Piszkei Márgából SZTANÓ & FODOR (1997) Nyergesújfalu mellett. Megemlítendő még a kőszén-nyomok felbukkanása, melyek RADÓCZ szerint is allochtonok (? uszadékfából). Szerintünk e kőszén-indikációk is a tömegmozgással mélybe szállított terrigén növényi anyagok helyi felhalmozódásaiból keletkezhettek szénüléssel. Ehhez hasonló jelenséget számos helyről leírtak, sőt recens tengeralatti kanyonokban, ill. azok torkolatában a folyamatot is megfigyelték. Így például SHEPARD et al. (1969) 1097 m mélységben, a dél-kaliforniai self előtti La Jolla tengeralatti kanyonból írt le terrigén növényi maradványokat, uszadékfákat, és a selfről származó barna-algákat. A kanyon tengelyvonalában a növényi törmelék elkülöníthető rétegeket alkotott, melyek vastagsága elérheti a 4–6 cm-t. Van tehát aktualisztikus példa nyilván még számos más lelőhelyen is a növényi anyagok gravitációs tömegmozgások következményekénti akkumulációjára. A dubicsányi szelvény szénzsinóros mélységközéből eredő, néhány brakkvízi molluszka lelet (*Potamididae, Theodoxus*

pictus, Mytilus) héjai hasonló szállítási mechanizmus által, talán a növényekkel együtt kerültek a mélybe. Megjegyzem, „lignit-lencse" betelepülése valaha Noszvajon is megfigyelhető volt a nagyimányi szelvény gravitációsan áthalmozott felső-kiscelli rétegsorának mélyebb részén, mely ma már hozzáférhetetlen.

636–770 m: pélit és homok váltakozásából álló, kavics-betelepüléses rétegsora van. 670 és 680 m táján erősen tektonizált, „élére állított" rétegekkel, melyeknek dőlésszöge: 60–70°.

636–680 m között monoton, rétegzetlen, kavics-mentes homok, laza homokkő alkotja a rétegsort. Emlékeztet egyes cserépváraljai homoktestekre. A homok makrofauna mentes. Alján glaukonitos szint húzódik. Valódi vastagsága sokkal kisebb 44 m-nél, hiszen a fúrás 70°-os dőlésszögű rétegekben harántolta.

A 680–700 m közötti intervallumban szürke, zöldes-szürke pélit, RADÓCZ szerint „aleurit" észlelhető. Azonban ez a szint igen erősen tektonizáltnak látszik, ami csak tetézi a magkihozatali nehézségekből adódó tévedési lehetőséget.

700–723 m között hasonló körülményeket találtunk, az uralkodó kőzet – már amennyi van a maghiányok mellett – itt is tektonizált pélit.

723–736 m: limonit-konkréciós, kavicsos iszapkő, zöld tufás, kavicsos agyag, apró ősmaradvány-töredékekkel és 2 mm átmérőjű foraminiferával, kristályszemcsés tufatörmelékkel, homokos aleurit, majd polimikt konglomerátum limonit-konkréciókkal. A réteglapok dőlésszöge 736 m-ben ismét csak 10%, ami újra megbízhatóbbá teszi a szelvény adatait.

736–742 m-ben laza, monoton homokkő foglal helyet. De van bőven tufatörmelék, glaukonit és kavics.

742–770 m: pélites homok, homokos pélit. A homokrétegben gyéren oligocén sekély-tengeri makrofauna: *Laevicardium tenuisulcatum (=„cingulatum")* NYSI, *Pitar beyrichi* SEMPER, *„Pecten* sp." fordul elő. Agyagos tufa-betelepülések (10 cm vastagságban), valamint 763–766 m között glaukonitos homok feltűnése emelendő ki. Glaukonit-szemcsék ugyan 736 és 740 m körül is gyéren megfigyelhetők voltak, de mállott tufakristályokkal téveszthetők.

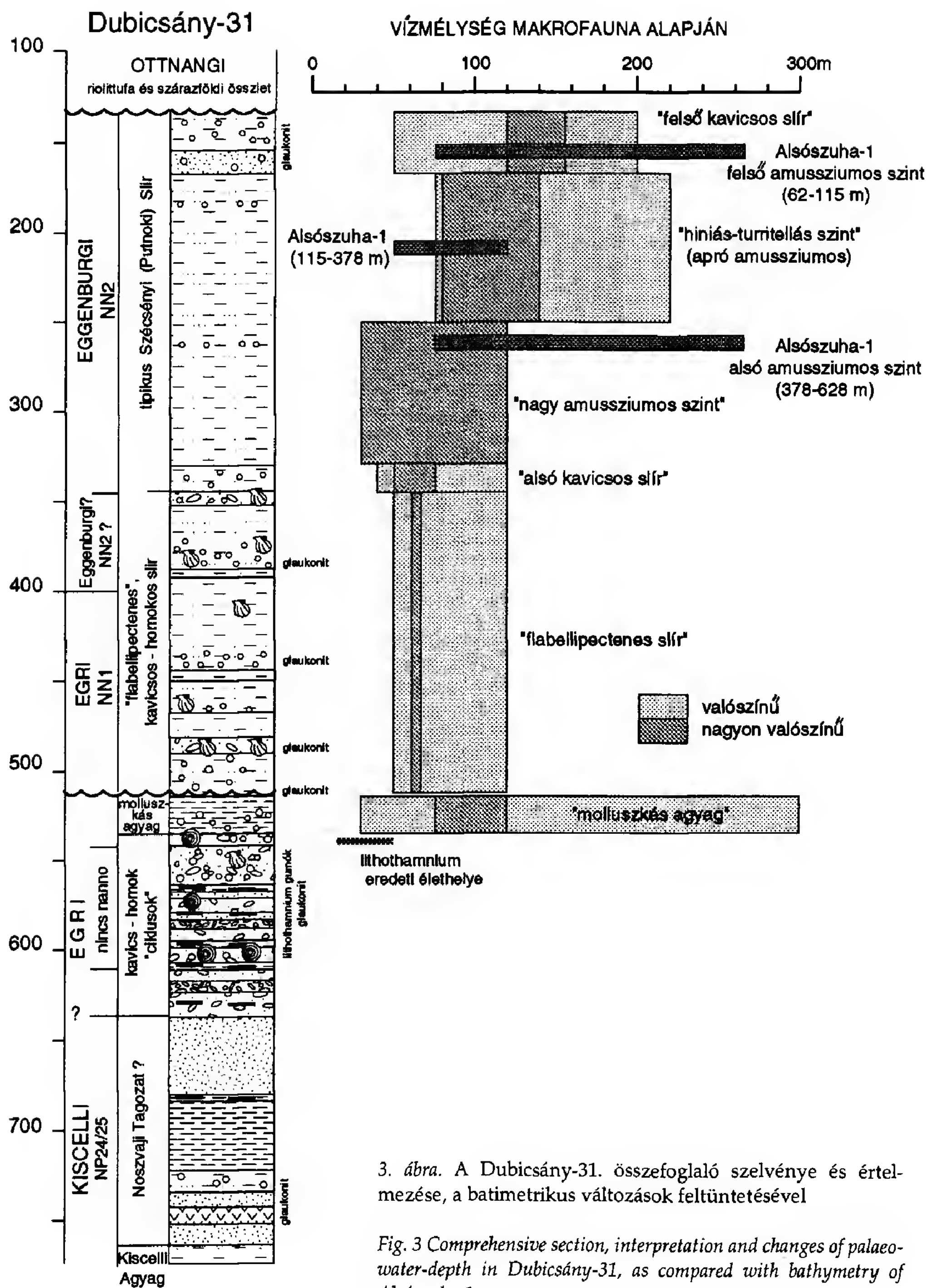
770–773 m: típusos Kiscelli Agyag, a jellemző foraminifera-faunával. A fúrás ebben állt le.

A fúrási rétegsor értelmezése

A Dubicsány-31. sz. fúrás szelvénye több tekintetben egyedülálló oligo-miocén sorozatot tárt fel. Az adatok értelmezése számos érdekes, új eredményhez vezetett, melyeket a *3. ábra* foglal össze.

Rétegtani szempontból a szelvény tagolódása tehát az alábbi, most már alulról felfelé haladó sorrendben.

A tipikus Kiscelli Agyagot (felső-kiscelli) mindössze 3 méter képviseli a fúrás talpa felett közvetlenül. E formáció jelenlétéről az adott helyen azonban mi is kétséget kizáróan meggyőződtünk, azonfelül ebben RADÓCZ is megerősített minket (szóbeli közlés).



3. *ábra.* A Dubicsány-31. összefoglaló szelvénye és értelmezése, a batimetrikus változások feltüntetésével

Fig. 3 Comprehensive section, interpretation and changes of palaeo-water-depth in Dubicsány-31, as compared with bathymetry of Alsószuha-1

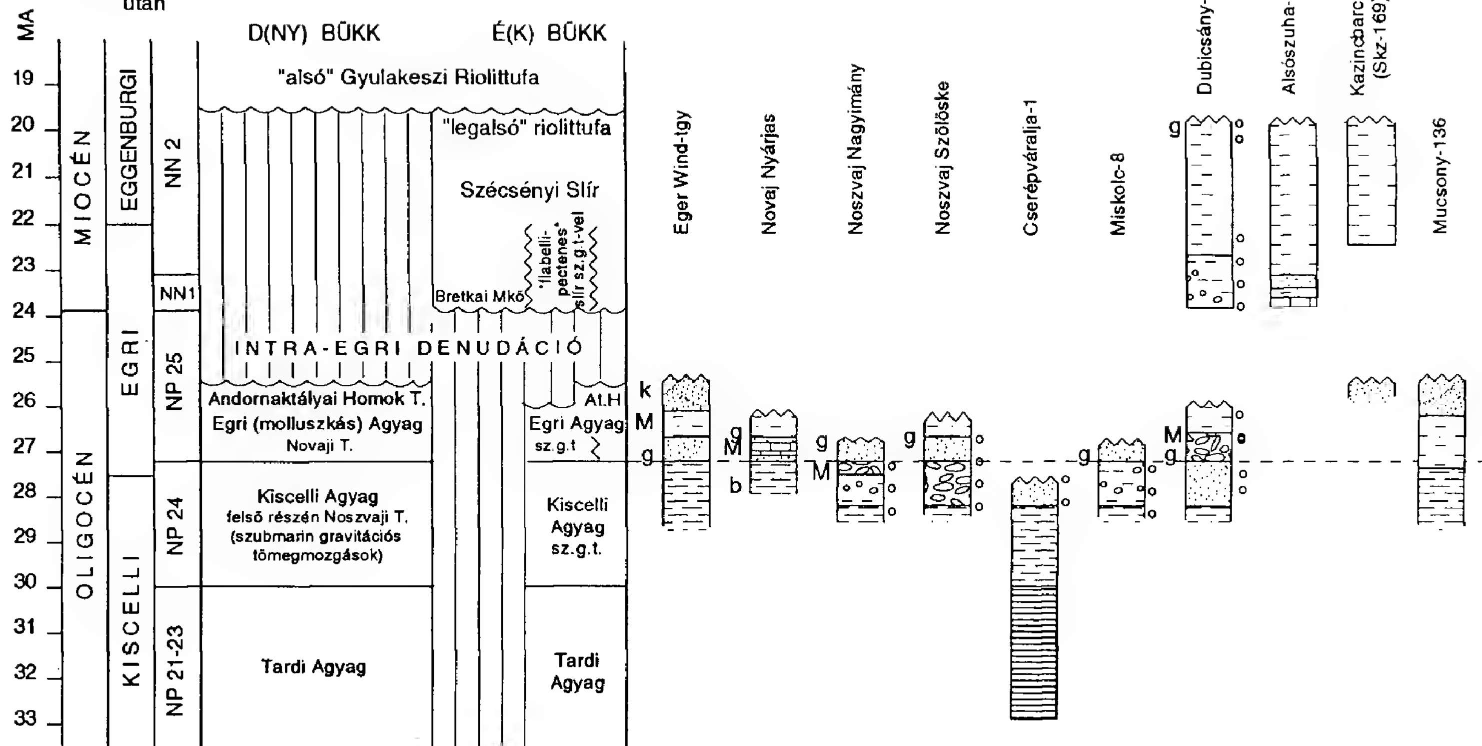
770–636 m között az Eger környékéről ismert felső-kiscelli Noszvaji Tagozat (BÁLDI & SZTANÓ 2000) jellegzetes kifejlődési szintjét véljük felismerni a Kiscelli Agyag és az alsó-egri Novaji Tagozat közé ékelve. Dubicsányi vastagsága ugyan valamivel tetemesebb (134 m), mint akár Noszvajon, akár Miskolcon, de számos bélyege alátámasztja korrelációnkat. (Az is valószínű, hogy a tagozat valódi, tényleges vastagsága a fentinél jóvel kisebb, mivel egyes szakaszokban igen meredek dőlés észlelhető.) A Noszvaji Tagozatra utaló jellegek között említendők a gravitációs tömegmozgással mélybeszállított kavicsok szintjei, a tufatörmelék, vékony bontott tufa-betelepülések feltűnése, az elmaradhatatlan limonitosság, mely a dubicsányi szelvényben limonit-konkréciók megjelenésében mutatkozik. A nehézásvány vizsgálatok itt az eredetre is vetettek némi fényt: 720 m körül 79–88%-nyi ilmenitet és rodokrozitot mutattak ki. Nyilván a limonitban is bőven van Mn. A mangánosság is – az egri analógia alapján – a felső-kiscelli indikátora. Viszonylag nagyméretű, de sekélytengeri, normál sósvízi molluszkahéjak szórványos feltűnése 750 m tájékán, szintén a Noszvaji Tagozatra utalhat. A Glycymeris, Laevicardium, etc. ugyan korban beleillik „a képbe", de nem kifejezetten az eger–noszvaji terület ekvivalens szintjének jellemző alakjai, habár ott is szórványosan észlelhetők. A RADÓCZ által jelzett „Pecten ?" ugyan épphogy a Noszvaji Tagozat biofáciesére utalna. Mindenesetre e szórványos self-formákat a kavicsokkal és talán részben a tufa-törmelékkel és glaukonit szemcsékkel együtt a gravitációs tömegmozgások hozták le a mélybe.

A 636–542 m közötti intervallumban alsó-egri, a Novaji Tagozattal korrelálható képződményeket találtunk a dubicsányi szelvényben (BÁLDI et al. 1999). Míg a Bükk D-i előterében, Egerben és Novajon, e képződmény a gravitációs tömegmozgásos eredet legcsekélyebb jelét sem mutatta, addig Dubicsányban az egész idetartozó rétegösszletet (kavicsos homok, kavicsos aleurit, amelyben a kavicsokat részben lithothamnium csomók „helyettesítik") törmelékfolyással és sűrű kavicsárral, vagy zagyárral mélybehalmozott üledékek építik fel. E korrelációnak azonban van néhány problematikus pontja. Így nem támasztható alá makro- és mikrofaunával, nincsenek nagyforaminiferák. Magyarázatra szorul a szénzsinórok megjelenése, és a néhány brakkvízi molluszka-héj is. Ez utóbbi kérdés azonban aktualisztikus alapon, a La Jolla-i kanyon tömegmozgásos üledékeinek, növénytörmelék felhalmozódásainak tanulmányozása alapján, továbbá a kisciklusok szedimentológiai vizsgálati eredményei nyomán megoldást nyerhet. A szén-indikációkkal együtt észlelt glaukonit- és áthalmozott lithothamnium-előfordulások is alátámasztják magyarázatunkat. Az is feltűnő, hogy – különösen makroszkóposan – aránylag kevés a glaukonit. Ez azonban csak látszólagos, mert a labor-eredmények szerint 37–51% glaukonitszemcse mutatható ki egyes szintekből. Erős érv a Novaji Tagozat mellett a corallinacea csomók (lithothamnium gumók) több szintben való jelenléte, mégha áthalmozott helyzetben is. Igaz, hogy lithothamnium lencsék a Bretkai Mészkőben, ill. az ekvivalens slír bázisképződményekben is bőven előfordulnak (BÁLDI & RADÓCZ 1971, RADÓCZ 1973), azonban esetünkben a fedő képződmény, az egri „molluszkás agyag" kora e lehetőséget kizárja.

542–514 m között, alig 36 m vastagságban, az alsó-egri „molluszkás agyag"-ot találjuk a novajival korrelálható kavicsos homokkő fedőjében. Dubicsányban

azonban ez a kifejlődés is eltér az ország egész oligocén medencéjében kiterjedt szint átlagos fáciesétől. Sehol sem találtuk ui. eddig gravitációs tömegmozgással, főleg plasztikus törmelékfolyással mélybemozgatott változatát. A dubicsányi szelvényben azonban a „kavicsos iszapkő" fácies kifejlődése, valamint a molluszkás agyag mélyebb szinttájában jelentkező, szintén átmozgatott lithothamnium csomók jelzik a tömegmozgások szinte változatlan folytatódását. A „molluszkás agyag" melletti legfőbb érv a már ismertetett, 514–542 m között talált makrofauna. Ennek rendszertani összetétele, biofáciese eléggé meggyőzően hasonló az Eger környékéről, és más régiókból ismert molluszkás agyagokéhoz. Igaz, hogy van bizonyos fokú hozzákeveredés is a sekélyself faunájából (*Glycymeris, Aporrhais, Camptonectes*, stb.), de a taxonok többsége, így a *Malletia, Cadulus, Turris, Hinia schlotheimi, Crassatina*, stb. jelzi az kora-egri kort, és azonfelül a jelentékeny tengermélységet. A teljes fauna batimetrikus analízise alapján a dubicsányi „molluszkás agyag" egykori igen valószínű mélységközére a 75–120 m közötti intervallumot kaptuk, a „valószínű mélységközre" pedig 30–300 m közötti értéket nyertünk. Több, mint valószínű, hogy az Észak-Borsodi-medencében a „molluszkás agyag" kissé nagyobb mélységben képződött, mint Eger környékén. Összehasonlításul a 3. *ábrán* a lithothamniumok (corallinaceae) jelenkori mélységi elterjedését is mutatjuk, tiszta, meleg és meleg-mérsékelt tengerekben, autochton helyzetben az eufotikus övön belül: átlag 15–50 m között. Az ábrából is láthatóan a vörös algák jóval sekélyebb tengermélységekben élnek, mint amilyenben a „molluszkás agyag" rakódott le.

514 m-ben egy „láthatatlan", de igen jelentős diszkordancia-felület (parakonformitás) választja el az oligocén és miocén rétegeket. „Láthatatlannak" azért nevezzük, mert nem hagyott hátra makroszkóposan észlelhető jegyeket. De még a labor eredmények sem tükrözik igazán. Egyetlen komoly jelzése talán a fedő rétegek bázisának rendkívül magas glaukonit tartalma (28–43%). A kőzettani változás sem túl éles: fokozatosan megnő a homok mennyisége az agyag és aleurit rovására a diszkordancia felett. Több-kevesebb kavics továbbra is keveredik az üledékhez. A makrofauna egy kissé érzékenyebben jelzi a változást: a „flabellipectenekben", talán „amussiopectenekben" elég gazdag együttes nagy valószínűséggel 62–66 m közötti mélységben élt, „valószínű mélységi intervalluma" pedig 50–120 m -re tehető. Mivel az 514–350 m-ig terjedő, fenti, flabellipectenes, homokos kavicsos, atipikus slírt is a gravitációs tömegmozgásos üledékek jellemzik, a molluszkák áthalmozását is fel kell tételeznünk. Így a valószínű intervallumnak inkább a mélyebb részét lehet reális becslésnek tekinteni. A diszkordancia jelentős hézagot takar: hiányzik az alsó-egrit záró csökkentsósvízi, lagunáris tagozat, amit BÁLDI & RADÓCZ (1971) „Mytilus–Potamides horizontnak" nevezett el, és amely a Sajóvölgyi-medencében a „molluszkás agyagra" közvetlenül települve az alsó-egri felső szintjét alkotja (pl. Mucsony-136. sz. fúrás, Kazincbarcika- (Skz) 169. sz fúrás, stb., 4. *ábra*). Eger környékén ugyanez a fácies megfelel az „andornaktályai homoknak" (BÁLDI & SZTANÓ 2000). Borsodban a molluszkás agyagból is valamennyi lepusztulhatott. A hiatus végét a „bretkai transzgresszió" jelzi. Ez az esemény a *Miogypsina gunteri* zónában zajlott le, kora tehát a „világ-skálán" akvitáni, években kb. 23,8 millió év BERGGREN et al. (1995) és CAHUZAC & POIGNANT (1997) szerint (vö. BÁLDI et al.



4. *ábra.* Eger környéki kiscelli/egri átmeneti szelvények kronosztratigráfiai korrelációja. Ebben a diagramban a függőleges tengelyen az idő van feltüntetve, millió éves egységekben (vö. BÁLDI & SZTANÓ 2000 13. ábrával). k = „k-réteg", M = Myogypsina, g = glaukonit, b = bentonit, o, sz.g.t = gravitációs áthalmozás

Fig. 4 Chronostratigraphic correlation of Kiscellian/Egerian sections. (Vertical axes in ma, for legend see Fig. 5). k = „k-layer", M = Myogipsina, g = gluconite, b = bentonite, o, sz.g.t. = gravitational redeposition

1999). Régen – tévesen – „preeggenburgi denudációnak" nevezte BÁLDI & RADÓCZ (1971) a fenti eseményt. Helyesebb azonban az „intra-egri" megjelölés, hiszen a kora és késő-egri határon történt meg a bretkai transzgresszió (*4. ábra*).

350 m táján a „flabellipectenes homokos slír" felfelé fokozatosan átmegy tipikus slírbe, amelyben azonban legalább két szintben felismerhetők a gravitációs tömegmozgások jelei. E szinteket főleg „kavicsos slír" jelzi. Az „igen valószínű" és a „valószínű" batimetrikus becsléseinket a *3. ábra* diagramja jelzi. Ebből kitűnik, hogy az „alsó kavicsos slír" képződési mélysége aránylag nem volt nagy, még a „valószínű" érték alsó határa is csak 120 m. Vagyis a batimetrikus viszonyok nem változtak a „flabellipectenes, homokos slírhez" képest. Hasonlóképp változatlan maradt a tengermélység a fekvőjénél jóval agyagosabb „nagy-amussziumos zóna" lerakódásának idején is (a fúrásban kb. 320-tól 250 m-ig felfelé), litológia alapján kb. 300 m-nél lehetett a legnyíltabbvízi a lerakódás.

250 m táján aránylag hirtelen tengermélyülést jeleznek a makrofaunák batimetriai elemzései. Igen valószínű a 80–140 m közötti mélység, de a valószínűség határain belül van a 75–230 m-es tengermélység is. A *3. ábrán* feltüntettük összehasonlítás kedvéért az Alsószuha-1. sz. mélyfúrás „nagy-amussziumos" és apró amussziumos („hiniás-turritellás") szintjeinek mélységi mutatóit, melyek – habár numerikus alapon kerültek kiszámításra – igen jól egyeznek a Dubicsány-31. sz. fúrás paleobatimetrikus értékeivel.

A „felső kavicsos slír" (170–131,7 m között a fúrási szelvényben) a legmélyebb tengeri fácies az egész dubicsányi szelvényben („igen valószínű tengermélység": 120–155 m, „valószínű tengermélység": 50–200 m). Ugyanakkor a diszpergált kavicsok, a *Balanus concavus* sekélyselfről mélybeszállított néhány töredéke, a 160–220 m közötti magas homoktartalom jelzi az egykori gravitációs tömegmozgásokat. Valószínű, hogy a tufa és a glaukonit tartalmú szintek a kavicsokat szállító törmelékfolyással együtt a selfről kerültek le a mélyebb régióba. A selfen a Pétervásárai Homokkő glaukonitjai képződtek nagy tömegben, valamint a legalsó riolittufa tefrája halmozódott fel a transzgresszió idején (istenmezejei bentonit) (vö. BÁLDI 1997).

A dubicsányi szelvény korrelációja Bükk környéki oligo-miocén szelvényekkel és a fontosabb földtörténeti események

A Dubicsány-31. rétegsorának lerakódása idején lejátszódott eseményeket összefoglalva az alábbiakat állapíthatjuk meg időrendben.

Az átlagos Kiscelli Agyag képződését a késő-kiscelli korszak végefelé megszakította a tengeralatti tömegmozgások hatására képződő, Noszvaji Tagozatnak megfelelő, limonitos, tufa-törmelékes, nagy-molluszkás, erősen kavicsos, glaukonitos pélit és homokösszlet szedimentációja. Ez az esemény korrelálható az Eger környékén és a Miskolc-8. sz., valamint a Cserépváralja-1. sz. fúrás szelvényeiben észlelt hasonló változással (*4. ábra*) (BÁLDI & SZTANÓ 2000). Az egri-miskolci szelvényekben a Noszvaji Tagozat kisebb szubmarin törmelékkúp felépülésének és/vagy a self progradációjának, de mindenképp relatív tengerszint süllyedésnek a jelzője. A D-Bükkben és Dubicsányban egyaránt

megjelenő tufásság vulkáni tevékenység élénkülésére és ebből következően a tektonizmus erősödésére is enged következtetni, összeségében nem zárható ki a tengerszint eusztatikus süllyedése sem (ld. BÁLDI & SZTANÓ 2000, 14. ábra).

A tömegmozgásos üledékképződés Dubicsányban a korai-egriben is folytatódott. Egyedülálló módon mind a Novaji Tagozat (glaukonitos, kavicsos homokkő), mind a molluszkás agyag erősen kavicsos (2, 3. *ábra*). A selfen a corallinaceák (lithothamniumok) tömegesen éltek a glaukonitos, kavicsos homokkő lerakódása idején. Míg azonban a novaji Nyárjason szabályos, bár ingadozó vastagságú mészkő-betelepülést alkotnak, tehát összefüggő biogén kőzettestet hoztak létre, addig Dubicsányban gravitációsan mélybe szállított csomóikat, törzseiket találjuk kvarcit-kavicsos agyagban diszpergálva (a kavicsokhoz hasonlóan). A molluszkafauna batimetrikus elemzése szerint a korabeli tengermélység nagy valószínűséggel nem volt kisebb 75 m-nél, ugyanakkor a corallinaceák a legtisztább vízben sem élnek nagyobb mennyiségben 50 m-nél mélyebben .

Rövid lepusztulási időszak miatt nincs dokumentum az alsó-egri magasabb részét alkotó brakkvízi, ún. „andornaktályai homokról", amit korábban Mytiluszos–potamideszes szintnek is neveztünk (BÁLDI & RADÓCZ 1971). Ez a tagozat Dubicsány környékén is kifejlődhetett, hiszen egyes környező fúrásokban, főleg brakkvízi molluszkákkal telt pélites, finomhomokos rétegösszlet formájában észlelhető. Így alig 6 km-rel keletre, Kazincbarcikán, az Skz-169. sz. mélyfúrásból (4. *ábra*), továbbá a Múcsony-136. sz. fúrásból (BÁLDI & RADÓCZ 1965, 1971; BÁLDI 1983, 1973) tudtuk korábban e brakkvízi szintet leírni. Eger környékén is hiánytalanul elterjedt az „andornaktályai homok". Csak denudációval magyarázhatjuk dubicsányi hiányát.

A „bretkai transzgresszió", mely a kora- és késő-egri határán következett be a *Miogypsina gunteri* zóna idejének kezdetén, gyakran alaphegységen hagyta hátra mészkőből és/vagy glaukonititből, konglomerátumból és breccsából álló bázisképződményét. Bretkán, valamint a Gömör-Tornai-Karszt D-i szegélyén Trizs, Imola, Égerszög, stb. vidékén, illetve az Alsószuha-1. sz., Serényfalva-2. sz., a Csízfürdői-1. sz. mélyfúrások Szécsényi (=Putnoki) Slír összletének bázisán észlelhetők az alaphegységre túlterjedő transzgresszióval települő fenti felső-egri fáciesek (4. *ábra*) (VANOVA 1959; VANOVA in BÁLDI & SENES 1975, PAPP 1975, LESS 1991).

Megjegyzendő, hogy kimutatható a régióban egy idősebb, a kora-egrit bevezető transzgresszió is, amely igen hasonló fácieseket hagyott hátra, és amelyet LESS eredményei alapján (LESS 1991) „csókási transzgressziónak" nevezhetünk. A *Miogypsinoides complanata*, tehát a miogypsinidák feltűnése jelzi a csókási transzgresszió dátumát, amit BERGGREN és más, fent már idézett szerzők nyomán 27,1 millió évre helyezhetünk. A novaji tagozat bázisa tehát 27,1 millió éves. Ez egyben az egri/kiscelli határ időpontja is (BÁLDI et al. 1999). A „csókási túlterjedő transzgressziónak" a bükki Kisfennsík Csókás nevű lelőhelyén kívül a Budikovany lepidocyclinás mészkőben, és talán a Rudabánya mellett mélyült Rb-390. sz. fúrásban feltárt glaukonitos durva homokkő és márga triászra települt összletében találhatjuk dokumentumát. Ez utóbbi képződmény lithothamniumos mészkőlencséket, lepidocyclinás-nummuliteszes mészkő-betelepü-

léseket tartalmaz (leírásukat SZENTPÉTERY 1988, kézirat adja). LESS szerint (szóbeli közlés) a lepidocyclinákhoz társuló *Nummulites kecskemeti* LESS, a *Miogypsinoides complanata* és a *formosensis* hiánya ellenére is jelzi a csókási transzgressziót, illetve a novaji szintet folyamatos szelvényekben.

Az NN 1 MARTINI-féle nannoplankton zóna alsó határa NAGYMAROSY szerint épp a „flabellipectenes homokos slír" bázisával esik egybe. Ez összhangban van a nagyforaminifera zonációval. Az NN 2 zóna alsó határát a fenti „homokos slír" és az „alsó kavicsos slír" közé helyezi NAGYMAROSY.

BERGGREN et al. (1995), CAHUZAC & POIGNANT (1997), BÁLDI et al. (1999), RÖGL (1998), STEININGER (in BERNOR, FAHLBUSCH & RITSCHEL 1996) és mások szerint az NN 2 bázisa 23,2 millió éves, míg az NN 1 bázisa 23,8 millió évre tehető. Az NN 1 zóna alsó határa egyidős a Mio. gunteri zóna és az akvitáni emelet alsó határával. Az NN 2 zóna alsó határa még az akvitánin belül húzódik. Egyidejűsége az eggenburgi alsó határával vitatott (BÁLDI et al. 1999). A pectinidák alapján nem egyidős az eggenburgi alsó határával. RÖGL & STEININGER feljebb már hivatkozott javaslata szerint az eggenburgi emelet alsó határa az akvitáni/ burdigáli fordulójával azonos és az NN 2 zóna középtáján, 20,5 millió évnél vonható meg.

A 23,8 millió évvel ezelőtt lejátszódott bretkai transzgressziót követően megkezdődött a dubicsányi vidéken a Szécsényi Slír lerakódása (*3, 4. ábra*). E folyamat a késő-egriben és az eggenburgi kezdetén (kb. ? 21 millió, vagy 23,2 millió éve) 30–120 m mély, viszonylag sekélyebb tengerben, de ugyanakkor szinte állandósult gravitációs tömegmozgások, főleg kavicsos agyag folyások kíséretében zajlott. Ezért a slír kőzete, sőt a mélyebb rétegekben faunája is, atipikus („flabellipectenes homokos, kavicsos slír"). Később, még az NN 2 kronon belül (valamikor 23,2 és 20 millió év között), a tenger határozott kimélyülése következett be. Eredményeként tipikus slírfácies alakult ki, és hosszabb időre (első ízben a késő-kiscelli óta) megszűntek a gravitációs tömegmozgások a dubicsányi területen is. Valószínűleg egy relatív tengerszint emelkedés játszódott le, amelynek köszönhetően 35–45 méterrel növekedett a vízmélység, 100–150 m üledék lerakódása mellett. E transzgresszió, amit „eggenburgi" (vagy „darnói", vagy „budafoki transzgressziónak") nevezhetünk, Magyarországon kevés helyen volt túlterjedő. (Annál inkább a K-alpi előtér molasszban: Alsó Ausztria, stb.) Ez a transzgresszió „hozta magával" a nagy-pectenes faunákat, a budafoki, a loibersdorfi és az Ilona-völgyi molluszka-együtteseket. BÁLDI (1997, 1998) szerint talán a Darnói Konglomerátum, az abodi, szendrőládi, szuhogyi, felsőtárkányi, stb. ostreás-balanuszos konglomerátum foltok jelzik az eggenburgi transzgreszió túlterjedéseit. Ez az „eggenburgi transzgresszió" a RÖGL & STEININGER javasolta határmegvonás szerint (RÖGL in CICHA et al. 1998; STEININGER et al. 1996) valószínűleg egyidejű az akvitáni/burdigáli határával, ill. a késő-egri/ eggenburgi határral. BÁLDI et al. (1999) más megközelítésből talán szerencsésebbnek tartaná az egri/eggenburgi határát mélyebben, az NN 2 zóna bázisán megvonni. Ez utóbbi esetben a fenti transzgresszió intra-eggenburgi esemény lett volna.

A „eggenburgi transzgresszió" korban egybeeshet a „legalsó riolittufa" (BÁLDI 1997) képződésének szintjével, vagyis az istenmezejei bentonit-telep létrejöttével. Mindennek ellenére, eredményeink szerint a tenger mélysége a dubicsányi területen igen nagy valószínűséggel legalább 120–155 m között volt,

de elérhette lefelé a 200 métert is az eggenburginak ebben a korszakában. A fejlődés további menetét újabb, ezúttal késő-eggenburgi korú diszkordancia teszi követhetetlenné. A viszonylag magas tengerszint ellenére a korszak vége felé a „felső kavicsos slír-fácies" megjelenése jelzi a gravitációs tömegmozgások kiújulását. Ennek tektonikai (tehát helyi) oka is lehet, mivel tufatörmelék, agyagosodott tufakavicsok keverednek a felső szinttájban a slírhez. Az ugyanitt gyakori glaukonit szemcsék lehet, hogy arról a sekélyvizű platóról kerültek a mélybe, amelyen a Pétervásárai Homokkő glaukonitja halmozódott fel.

Ebben az időszakban hasonló gravitációs tömegmozgások dokumentumait a dubicsányi régión kívül eddig egész Magyarországon nem találtunk. Egyetlen igen valószínű kivétel lehet a Sajóvelezd-42. sz. fúrás „amussziumos szintje" (a fúrás 250–515 m közötti szakasza) (BÁLDI & RADÓCZ 1971). Habár e fúrás alig 2 km-re van a Dubicsány-31.-től, tehát a „dubicsányi terület" fogalma bátran kiterjeszthető rá. A slírben, itt is annak alsó és felső szintjeiben bőven vannak durva homokos, és kavicsos betelepülések. Ugyanakkor tipikus slír-faunát észleltem (B. T.) ugyanitt. A jelentékeny tengermélységet, amit most, a fauna újravizsgálata után is 100–365 m közöttire becsülünk, különösen jól jelzik az olyan génuszok, mint a *Yoldia, Bathyarca, Propeamussium, Laternula, Cuspidaria, Pholadomya, Scaphander, Cylichna, Aturia, Flabellum.* Annak idején nem találtunk kielégítő magyarázatot a slír felső szinttájának kavicsossága, tufássága ellenére jelenlévő batiális faunák együttes előfordulására. Ma meg vagyunk győződve róla, hogy a fent hivatkozott sajóvelezdi szint laterális folytatása a Dubicsány-31.-ből leírt „felső kavicsos slírnek". A sajóvelezdi szelvény egyben jól kiegészíti a dubicsányit. Az előbbiben ui. a batiális „kavicsos amussziumos slír" felfelé átmegy a „veneridás horizont" (BÁLDI & RADÓCZ 1971) durva homok és konglomerátum öszletébe. Ez a fácies az eggenburgien „nagy-pectenes faunához" hasonló, gazdag, új vizsgálataink szerint 15–40 méteres tengermélységben élt makrofaunát tartalmaz. B. T. folyamatban lévő vizsgálatai szerint az ipolytarnóci tengeri faunával együtt – az utóbbi ott a „lábnyomos" homokkő és az alluviális kavics mélyebb fekvőjében települ - az ún. kis-glycymeridás biofácies jellegzetes képviselője. Nagy méretű pectenek ritkák és töredékesek, de jelzik az eggenburgi kort, gyakoriak viszont a *Glycymeris, Venus, Gari, Corbula, Patella, Balanus,* stb. sekélytengeri nemzetségek. Már 1971-ben is feltűnt az ipolytarnóci tengeri fauna és a sajóvelezdi veneridás együttes közötti hasonlóság (BÁLDI in BÁLDI & RADÓCZ 1971). A sajóvelezdi veneridás szint az ipolytarnóci és más gazdag makrofaunákkal együtt (Ilona-völgy, Tarnalelesz, Bekölce, Nagybátony, stb.) a self és a partvidék eggenburgi-végi progradációjának előfutáraként jelenik meg a slír, vagy a Pétervásárai Homokkő fedőjében, vagy felső szintjében.

A dubicsányi „flabellipectenes, homokos slírnek" megfelelő települési helyzetben már korábbról is ismertünk hasonló „atipikus slír-összleteket", habár ott a gravitációs tömegmozgás vagy nem működött, vagy eddig senki sem mutatta ki. Dubicsánytól kb. 12 km-nyire mélyült az Alsószuha-1. sz. fúrás, melynek „bretkai bázis-képződményre" települő legmélyebb, homokos, glaukonit-zsinóros, kissé tufás legalsó („amussienleere") horizontja korrelálható az említett dubicsányi szinttel (3, 4. *ábra*). De BOHN-HAVAS (in SZENTPÉTERY 1988) hasonló „slíroid" képződményt észlelt a Kánó-1. sz. fúrásból is. Mindkét esetben

a késő-egri (akvitáni) kor megállapítást nyert (BÁLDI-BEKE végzett nanno-fosszília vizsgálatokat).

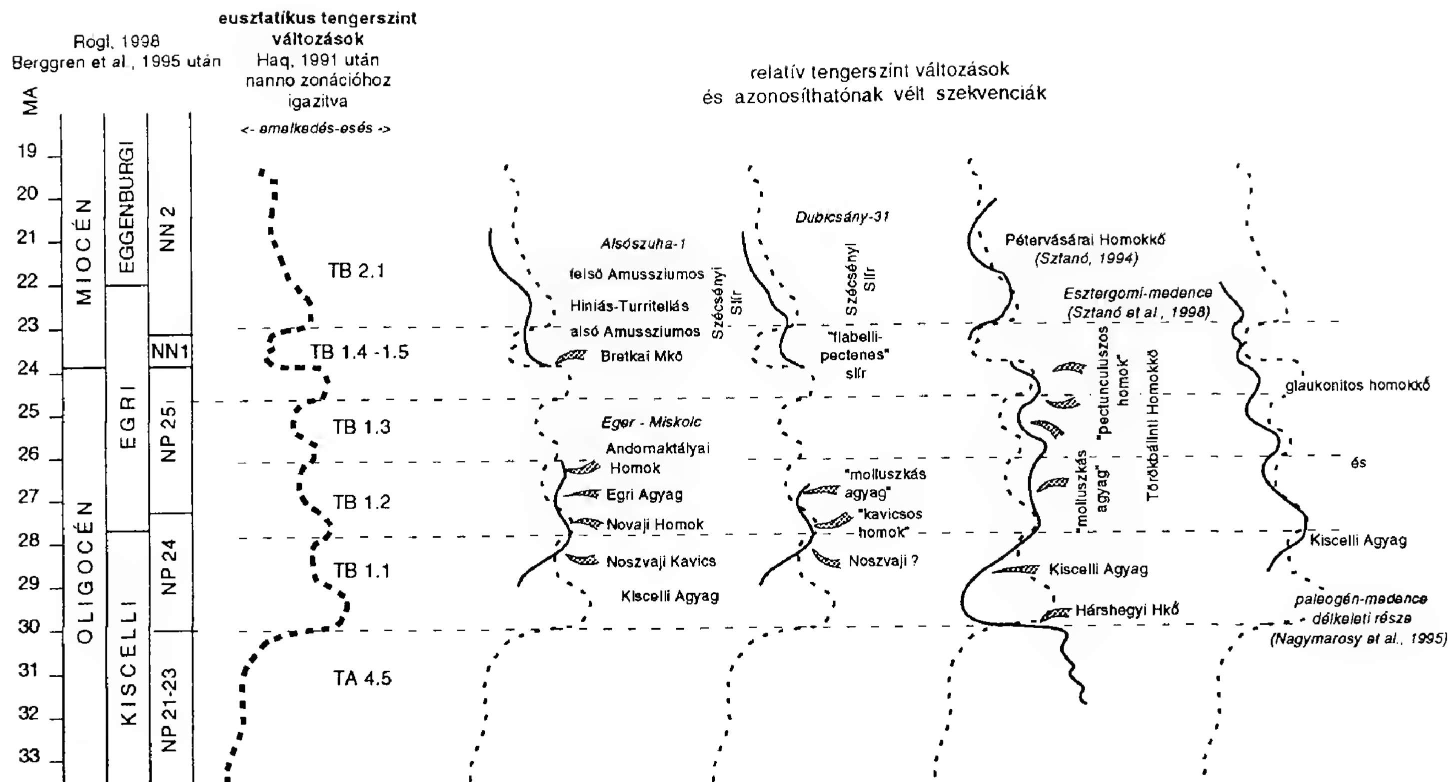
Késő-egri–eggenburgi relatív vízszintváltozások és azok lehetséges okai: diszkusszió

Az Eger környéki oligocén szelvények vízmélységváltozásait relatív vízszint változások tükrében, eusztatikus és tektonikus komponensekre bontva elemeztük, és eusztatikus eredetű ciklusokkal korreláltuk (5. *ábra;* BÁLDI & SZTANÓ 1999). A késő-kiscelli jelentős mértékű elsekélyülést minden bizonnyal az aljzat emelkedése okozta (BÁLDI & SZTANÓ 2000, 14. ábra), mely feltehetően a Bükk kiemelkedésének kezdetét jelezheti (vö. DUNKL et al. 1994). Az Egri Formáció lerakódása idején, úgy tűnik az aljzat emelkedése megállt, az észlelhető vízmélység változásokat az eusztatikus tengerszint és az üledékfelhalmozódás tempójának változása okozta (TB1.2 eusztatikus ciklus, HAQ 1991).

Az ezt követő „intra-egri" denudáció – mely a kora-egri rétegsorokat a Bükk térségében – különböző mértékben, de mindenütt lepusztította (4. *ábra*) vagy a feltételezhetően folytatódó kiemelkedés és/vagy a TB1.3 eusztatikus ciklus végét jelző tengerszint esés (5. *ábra*) számlájára írható. Mindenesetre az észak-magyarországi oligocénben eróziós réteghiány miatt több szekvencia nem azonosítható. A „intra-egri" denudáció erősen változó mértéke inkább a tektonikai faktor szerepét jelezheti. Ugyancsak erre utalhat, hogy egy a Bükktől északra futó szeizmikus szelvényen a medencekitöltésben egy feltételezhetően oligocén/miocén diszkordanciát észlelt TARI (in SZTANÓ & TARI 1993). A jelenség esetleg kiterjedt voltát sejteti, hogy a Közép-magyarországi vonal környezetében egri (NN 1) vagy eggenburgi (NN 2/3) glaukonitos homokkő diszkordánsan települ kiscellire (NP 24) vagy alsó-egrire (NP 25) (NAGYMAROSY et al. 1995). Úgy véljük – bár ennek bizonyítása ezen tanulmány kereteit messze meghaladja – hogy az „intra-egri denudáció" oka az Alcapa és Tisza egységek rátolódással, pikkelyeződéssel kísért (vö. CSONTOS & NAGYMAROSY 1998) ütközésének kezdetét jelezheti.

Relatív tengerszint emelkedés nyomát – a kora-miocén „bretkai transzgresszió" a késő-egriben – immár a TB 1.4 szekvencia transzgresszív egységével egyidőben (vö. HAQ 1991, 5. *ábra*) láthatjuk. NN 1 korú a sok glaukonitot is tartalmazó „flabellipectenes slír" a Dubicsány-31-ben, a nagyforaminiferás Bretkai Mészkő (LESS 1991) az alaphegységre települ, valamint ugyancsak felismerhető, glaukonitos homokkal kísérve az Alsószuha-1-ben, ahol a további mélyülés eredményeként slír fedi (BÁLDI 1983). Mindezt TARI et al. (1993) a paleogén medence süllyedésének legkésőbbi fázisaként, a depocenter ÉK-i eltolódásaként tektonikai okokkal magyarázta.

Mindkét fúrásban felismerhető az ún. alsó amussziumos szint, az erre következő hiniás–turritellás szint (Asz-1), illetve a kis Lentipectenek szintje (Du-31) (3. *ábra*). Bár a Bükk egyes Darnó zóna menti részei továbbra is kiemelt pozícióban lehettek, a nagyobb vízmélység visszatérte miatt (felső Amussziumos szint), mégis inkább kisebb eusztatikus tengerszint emelkedés (TB 2.1) hatását véljük meghatározóbbnak. Ezzel párhuzamosan a Darnó zónától nyugatra a



5. ábra. Az észak-magyarországi oligo-miocénben észlelt relatív vízszint változások és lehetséges korrelációjuk globális vízszintváltozásokkal (CICHA et al. 1998 korbeosztása alapján, valamint HAQ 1991 után, módosítva)

Fig. 5 Relative sea-level changes detected in the North Hungarian Oligocene-Miocene and their comparison to eustatic changes (chronostratigraphy after CICHA et al. 1998, eustatic curve modified after HAQ 1991)

batiális slírt felváltotta a sekélyvízi glaukonitos Pétervásárai Homokkő, mely eusztatikus tengerszint eséssel hozható kapcsolatba (SZTANÓ & TARI 1993; SZTANÓ 1994). Ezt követően a homokkő fácieszónáinak vándorlása – aggradáció, majd progradáció – eleinte csekélyebb tempójú, majd viszonylag hirtelen bekövetkező relatív tengerszint emelkedést indikál, amely így a felső Amussziumos szinttel korrelálható. Az NN 2 zóna elején tehát a Darnótól nyugatra és keletre is azonos volt a relatív vízszintváltozások iránya, amely arra utal, hogy aljzatuk egységesen viselkedett. Később azonban a medence Darnótól nyugatra eső része feltöltődött, míg a Darnó zónában illetve attól ÉK-re feltehetően az aljzat további süllyedésének köszönhetően a batiális üledékképződés folyatódott.

Következtetések

A tipikus egri kifejlődéstől némileg különböző dubicsányi rétegsor – gravitációs áthalmozással kísért Egri Agyag, szintén áthalmozott kavicsos flabellipectenes slír (egyedülálló kifejlődések!), kavicsos Szécsényi Slír – leginkább a Darnó zóna oligo-miocén tektonikai aktivitását bizonyítja. A dubicsányi, alsószuhai slírfaunából egyaránt kimutatható a tenger mélyülése, miközben nyugatabbra epizodikus mélyülés után a medence feltöltődésének vagyunk tanúi (SZTANÓ 1994). Ez az Északmagyarországi Paleogén Medence depocentrumának keletebbre tolódását bizonyítja az eggenburgi során TARI et al. (1993) modelljével összhangban.

Az alsó-egri (felső-oligocén) nyíltvízi molluszkás agyagra vagy a sekélyebb brakkvízi homokos képződményekre több fúrásban is diszkordánsan települ a felső-egri (alsó-miocén) slír. Ezzel egyidőben az alaphegység egyes pontjain glaukonitos, meszes, nagyforaminiferás bázisrétegekkel települ slír. Minden kétséget kizáróan a Bükktől északra bizonyítható, a hegységtől délre feltételezhető egy „intra-egri denudáció"-s periódus nyoma. A kiscelli/egri határon észlelt aljzat emelkedés (BÁLDI & SZTANÓ 2000) már ennek előfutára lehetett.

Köszönetnyilvánítás

A kézirat gondos lektorálásáért dr. KOVÁCS Sándor és dr. NAGYMAROSY András kollégákat illeti köszönet. A tanulmány elkészítéséhez anyagi támogatást az OTKA T. 15976, a T. 26623 és az F. 14508 sz. témái nyújtottak.

RADÓCZ Gyula a Dubicsány-31. sz. fúrások, leírásával és B.T. feldolgozásba való bevonásával járult hozzá eredményeinkhez. SZABÓ Sándor geológus-technikus állandó terepi segítőtársunk volt.

Hálásak vagyunk Fred RÖGL, Friedrich F. STEININGER, Oleg MANDIC tanácsaiért. Külön köszönet jár szerkesztői türelméért PIROS Olga kollégánknak.

Irodalom – References

BÁLDI, T. 1973: Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian) – Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.

BÁLDI T. 1983: Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.

BÁLDI T. 1997: Az Észak-magyarországi alsó-miocén kőzetrétegtani tagolódása. – In: HAAS, J. (ed.): *Fülöp József emlékkönyv* – Akadémiai Kiadó, Budapest 215–230.

BÁLDI T. 1998: Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR: *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* MOL Rt. és MÁFI, Budapest, 517 p.

BÁLDI, T. & SENES, J. (Eds) 1975: *Chronostratigraphie und Neostratotypen: Miozän OM - Egerian.* Slovenskei Akademie Vied, Bratislava, 576 pp.

BÁLDI, T., LESS, Gy., & MANDIC, O. 1999: Some new aspects of the lower boundary of the stage Egerian (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area) – *Abh. Geol. B.Anst.* **56/2**, 653–668, Wien.

BÁLDI T. & SZTANÓ O. 2000: Gravitációs tömegmozgásos fáciesek és a vízmélység változásai a Bükk tengeri oligocén rétegeiben. – *Földtani Közlöny,* **130/3**, 451–497.

BÁLDI T. & RADÓCZ Gy. 1965: Egri jellegű felsőoligocén molluszkás agyag és alsómiocén medencefácies Borsodban – *Földtani Közlöny,* **95**, 306–312.

BÁLDI, T. & RADÓCZ, Gy. 1971: Die Stratigraphie der Egerien und Eggenburgien Schichten zwischen Bretka und Eger – *Földtani Közlöny,* **101**, 130–159.

BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.-P. 1995: A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – In: BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (Eds.): Geochronology, time scale and global correlations: a unified temporal framework for a historical geology. – *SEPM, Spec. Publ.,* **54**, 129–212, Tulsa, Okla

CAHUZAC, B., & POIGNANT, A. 1997: Essai de biozonation de l'oligocene-miocene dans le bassins européens par l'aide des grands foraminiferes néritiques – *Bull. Soc. Géol. France,* **168**, 155–169.

CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, CH. & CTYROKA, J. 1998: Oligocene-Miocene Foraminifera of the Central Paratethys – *Abh. Senckenbergischen Naturf. Gesellsch.,* **549**, 1–325.

CSONTOS, L. & NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. – *Tectonophysics,* **297**, 51–71.

DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH K., CSONTOS L. & NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – A Bükk hegység kiemelkedéstörténete. – *Földtani Közlöny,* **124/1**, 1–24.

HAQ, B. U. 1991: Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for the deep sea. – In: MACDONALD, D. (Ed.): *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: sea-level changes at active margins.* 3–40, Blackwell, IAS Spec. Publ. no.**12**.

LESS Gy. 1991: A Bükk felső-oligocén nagy foraminiferái – *MÁFI Évi Jel.* **1989-ről**, 411–465.

NAGYMAROSY, A., SZTANÓ, O. & HORVÁTH, M. 1995: Relative sea-level changes in the North Hungarian Palaeogene Basin. – *EUG VIII, Terra Abstarcts* **7**, 261 p.

PAPP, A. 1975: Die Grossforaminiferen des Egerien. – In: Báldi, T. & Senes, J. 1975: *Chronostratigraphie und Neostratotypen.* **5.**, OM Egerien, 309–313, Bratislava

RADÓCZ Gy. 1973: A borsodi paleogén és alsómiocén rétegtani kérdései – *Földtani Közlöny,* **103**, 189–195

RÖGL, F. 1998: Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways. (Oligocene to Miocene.) – *Ann. Naturhist. Mus. Wien,* **99A**, 279–310.

SHEPARD, F. P., DILL, R. F. & ULRICH VON RAD 1969: Physiography and Sedimentary processes of La Jolla Submarine Fan and Fan-Valley, California. – *AAPG Bull.* **V.**, 390–420.

STEININGER, F. F., BERGGREN, W. A., KENT, D. V., BERNOR, R. L., SEN, S. & AGUSTI, J. 1996: Circum Mediterranean Miocene and Pliocene marine – continental chronologic correlations of European mammal units and zones – In: BERNOR, R. C., FAHLBUSCH, V., & RIETSCHEL, S.: *Later Neogene European biotic and stratigraphic correlation* - Columbia Press, New York 1996

SZTANÓ, O. 1994: The tide influenced Pétervására Sandstone, Early Miocene, Northern Hungary: sedimentology, palaeogeography and basin development. – *Geologica Ultraiectina* **120**, 153 p.

SZTANÓ, O. & TARI, G. 1993: Early Miocene basin evolution in Northern Hungary: Tectonics and Eustacy. – *Tectonophysics* **226/1–4**, 485–502, Amsterdam.

SZTANÓ O. & FODOR L. 1997: Lejtőüledékek a paleogén medence peremén: a felső-eocén Piszkei Márga (Nyergesújfalu, Sánchegy) ülepedési és szerkezeti viszonyai. – *Földtani Közlöny* **127/3-4**, 267–290.

SZTANÓ O., MAGYARI Á. & NAGYMAROSY A. 1998: Az Esztergomi-medence oligocén képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálata. II. Oligocén szekvenciák és értelmezésük. – *Földtani Közlöny* **128/2–3**, 455–486.

TARI, G., BÁLDI, T. & BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene ratroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model – *Tectonophysics*, **226**, 433–455.

VANOVA, M. 1959: Untermiozaene Fauna aus den bauden Konglomeraten der weiteren Umgebung von Safarikovo in der Südslowakei – *Geol. Práce zos.*, **51**, 141–198

A kézirat beérkezett: 1999. 3. 10.

Földtani Közlöny 130/4, 695–723 (2000) Budapest

A Hidasivölgyi Márga Formáció kora és képződési környezete

The age and sedimentary environment of the Hidasivölgy Marl Formation

CSÁSZÁR Géza[1] – KOLLÁNYI Katalin[1] – LANTOS Miklós[1] – LELKES György[1] – TARDINÉ FILÁCZ Edit[2]

(8 ábra, 9 tábla, 2 táblázat)

Key words: Calpionella Zone, Nannoplankton Zone, Magnetochron, Valanginian, Slope and basin sediments, Mecsek-type atoll, Mecsek Mountains, Hungary

Tárgyszavak: Calpionella zóna, nannoplankton zóna, magnetokron, valangini emelet, lejtő és medence üledék, mecseki típusú atoll, Mecsek hegység, Magyarország

Abstract

The formation circumstances and age of the Hidasivölgy Marl have been put in different and new light thanks to the creation of the Mecsek-type atoll model. In order to clarify the age of the formation Calpionella, Cadosina, nannoplankton and magnetostratigraphic investigations have been carried out. As a result a *Calpionellites darderi* (E Calpionella) Zone, a *Calcicalathina oblongata* (CC3 nannoplankton) Zone, and a M14r–M14n magnetochron (and, via these zones, evidence of Early Valanginian age) have been identified. These investigations confirmed the presence of a *Thurmanniceras pertransiens* Zone recognised by BUJTOR (1993). There was no querying about the development of the *Thurmanniceras campylotoxus* Zone of Lower Valanginian and *Saynoceras verrucosum* Zone of Upper Valanginian ages, respectively based on ammonite occurrences. The lack of these younger beds is due to erosional processes which have more strongly influenced the soft marly beds and then the more hard rock types, like lavas or conglomerates.

According to the microfacies investigations made in thin-sections, the limestone beds of the Hidas Valley succession are bioclastic wackestones and spiculitic-radiolarian wackestones/packstones, while the prevailing rock type in the Márévár Valley section is bioclastic sandstone of volcanic origin. The Hidas Valley sequence was deposited in the basin or lower part of the slope while bioclastic sandstones of the Márévár Valley were accumulated on the higher submarine part of the basalt volcanoes (atolls). The majority of biogenic grains originate either from the atoll margin or from the lagoon behind it.

Manuscript received: 13 07 1999

Összefoglalás

A mecseki típusú atoll-modell létrehozásával új megvilágításba került a Hidasivölgyi Márga keletkezési körülményeinek és korának kérdése. A kronosztratigráfiai kérdések tisztázásához a Hidasi-völgy északi oldalvölgyében és a Márévári-völgy bejáratánál feltárt szelvényrészletek calpionella, cadosina, nannoplankton és magnetosztratigráfiai vizsgálatai révén kívántunk közelebb jutni. A vizsgálatok eredményeként a *Calpionellites darderi* (E) calpionella zóna, a *Calcicalathina oblongata* (CC3) nannoplankton zóna, valamint az M14r–M14n magnetokron, és rajtuk keresztül a

[1] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

[2] MTA Földtani Kutatócsoport, 1088 Budapest, Múzeum krt. 4/a

kora-valangini alkorszakot sikerült kimutatni. A vizsgálatok megerősítik a BUJTOR (1993) által kimutatott *Thurmanniceras pertransiens* zóna jelenlétét, ugyanakkor nem zárják ki az ammoniteszek által igazolt alsó-valangini *Thurmanniceras campylotoxus* és a felső-valangini *Saynoceras verrucosum* zónák előfordulását sem. A fiatalabb rétegek hiánya az eróziós hatásoknak kevéssé ellenálló márga rétegek lepusztulásával magyarázható.

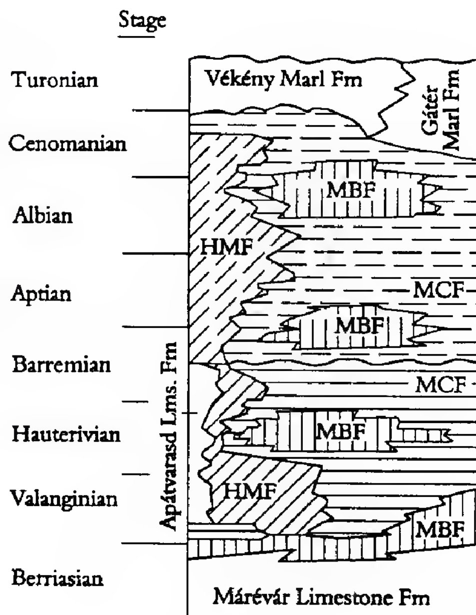
A vékonycsiszolatos mikrofácies vizsgálatok szerint a hidasi-völgyi szelvény mészkövei wackestone/packstone szövetű mikrobioklasztos mikritek vagy szivacstűs-radioláriás biomikritek 2,5–15% szilikátos törmelékszemcse (elsősorban vulkanoklaszt) tartalommal; a márévári-völgyi szelvényt bioklasztos homokkövek építik fel. A hidasi-völgyi rétegsor medence- vagy platformlejtő-fáciesű, míg a márévári-völgyi homokkövek a bazaltvulkánok (atollok) tengeralatti lejtőin halmozódtak fel. A biogén szemcsék nagy része az atoll(ok) pereméről, ill. lagúnájából származik.

Bevezetés

A Mecsek hegység sajátos megjelenésű alsó-kréta sorozatába tartozó Magyaregregyi Konglomerátum Formáció konglomerátum és breccsa rétegeiben felhalmozódott zátony és platform eredetű ősmaradványok vizsgálata során (CSÁSZÁR & TURNŠEK 1996, 1997) világossá vált, hogy a konglomerátum- és breccsaképződés nem a kora-kréta folyamán lezajlott általános kiemelkedés és a hozzá kapcsolódó lepusztulás, majd egy újabb tengerelöntés eredménye, hanem a tengerszint fölé nőtt vulkánok testébe történő abráziós bevágódás és az azt követően kialakult keskeny, gyűrű-szerű „platform" peremén létrejött atoll jellegű zátonyalakulat rendszeres lepusztulásának következménye. Ezzel összefüggésben az is nyilvánvalóvá vált, hogy a sajátos atollszerű alakulatok közötti medencében leülepedett Hidasivölgyi Márga jelentős része a fenti durva törmelékkel egyidős képződmény. A breccsa és konglomerátum rétegekből előkerült makrofauna alapján a képződmény korát az egyes szakértők eltérően ítélték meg. Nem kétséges ugyan, hogy az alsó- és középső-kréta képződmények esetében a korviszonyok megállapításának legmegbízhatóbb eszköze ma is az ammonitesz sztratigráfia, de még a márga és aleurolit tartalmú szelvényeknek sem mindegyikéből került elő ammonitesz. Érvényes ez a megállapítás a Márévári-völgy bejáratánál lévő strand mögötti szelvényre is, ahol a csupán kevés, sekélyvízi eredetű makrofaunát tartalmazó aleurolit két bazalt láva test között települ, ezért fiatalabbnak látszik a többi ismert márga tartalmú szelvénynél. Ezek a tények késztettek bennünket arra, hogy a Hidasivölgyi Márga rétegtani helyzetének tisztázásához a nannoplankton és a radiolária vizsgálatok mellett a magnetosztratigráfia nyújtotta lehetőségeket is segítségül hívjuk. A rétegtani vizsgálatok mellett mikrofácies és szedimentológiai vizsgálatokat is végeztünk.

A földtani háttér

A Mecsek hegység földtani felépítésében különleges szerepet játszanak a sajátos összetételű kréta képződmények (*1. ábra*). Az európai lemezről leszakadt Tisza egység Mecseki zónájában a gresteni fáciesű liász képződményeket követően a kivékonyodó kéreg fölött a dogger és a malm folyamán egyre



1. *ábra.* Az alsó- és középső-kréta képződmények rétegtani tagolása a Mecseki Zónában. MBF: Mecsekjánosi Bazalt Formáció, HMF: Hidasivölgyi Márga Formáció, MCF: Magyaregregyi Konglomerátum Formáció. (A szaggatott vonalkázás feltételezett képződményt jelöl.)

Fig. 1 Stratigraphic subdivision of the Lower and Middle Cretaceous formations of the Mecsek Zone. MBF: Mecsekjánosi Basalt Formation, HMF: Hidasivölgy Marl Formation, MCF: Magyaregregyi Conglomerate Formation. (Dashed lines indicate assumed formations.)

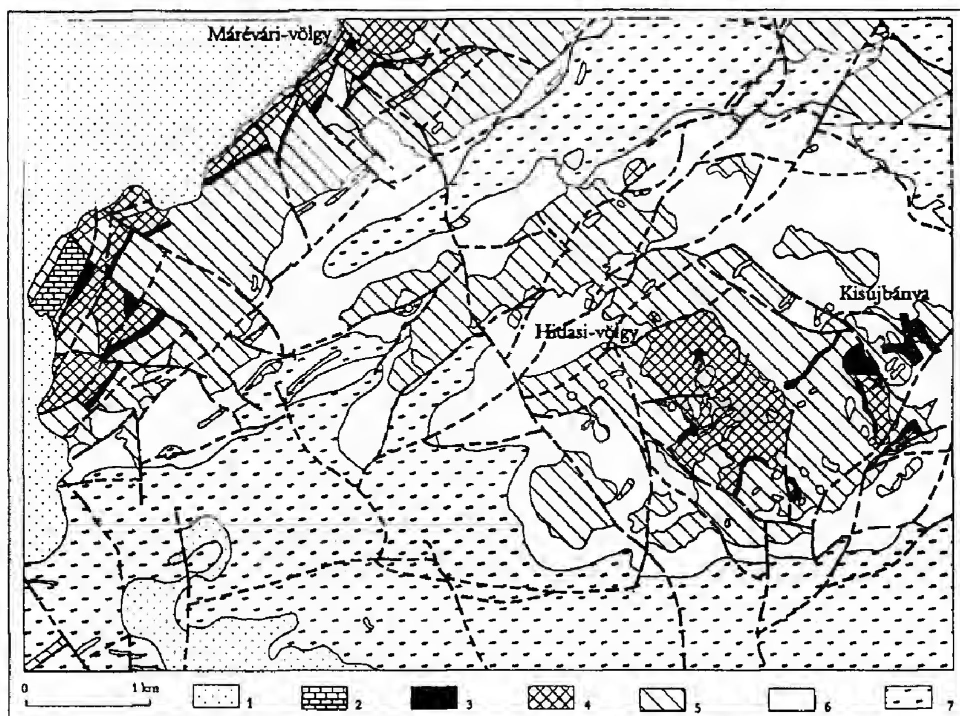
mélyebb vízi üledékek rakódtak le (GÉCZY 1973; KOVÁCS et al. 1989; CSÁSZÁR et al. 1990), a malm folyamán tufa szórásból származó 1–2 cm vastag szürkészöld bentonit közbetelepülésekkel. A Somosi-csörge völgyének a Márévári-völgybe való betorkollásánál a Fonyászói Mészkőben cm-es méretű szögletes litoklasztok jelzik, hogy már a késő-jura elején sem csupán portufa szórás történt. A Márévári Mészkőben gyakori cm-es, sőt dm-es sajátanyagú mészkő- és tűzkőtörmelék az üledékgyűjtő aljzatának tagolódását jelzi, ami a riftesedés folyamatának megindulásával hozható összefüggésbe. Valódi riftesedésre azonban csak a berriasi folyamán került sor, amikor a Mecseki zóna néhányszor tíz km széles sávjában intenzív vulkáni tevékenység kezdődött előbb hyaloklasztit, majd agglomerátum- és tufaszórással, továbbá lávaömlésekkel (BILIK 1983; KUBOVICS & BILIK 1984; HARANGI et al. 1996). A vulkánoknak a tengerszint fölé eső része egyre növekvő mértékben esett áldozatául az abráziós lepusztulásnak, aminek eredményeként a vulkán lejtőjén növekvő volumenű konglomerátum és breccsa halmozódott fel (CSÁSZÁR & TURNŠEK 1996). Ezzel egyidőben a vulkánok tengerszintközeli vízalatti peremén sekélytengeri ősmaradványok, köztük zátonyépítő szervezetek telepedtek meg tömeges mennyiségben. A vulkáni lejtő peremének túlterhelése következtében a bazalttörmelék az ősmaradványokkal együtt gravitációs tömegátrendezéssel a lejtő kevésbé meredek alsó szakaszára, esetenként a medencébe telepítődött át. Így a nagykiterjedésű vulkánokat a Magyaregregyi Konglomerátum Formáció változatos szemcseméretű gyűrűje övezte. A vulkánok közötti medence jellegű üledékképződési környezet fennmaradásáról a jelen tanulmány tárgyát képező Hidasivölgyi Márga Formáció előfordulásai tanúskodnak (CSÁSZÁR 1997). A fentiekben vázolt üledékképződéssel egyidőben a Mecseki zóna déli részén húzódó tengeralatti hátságon krinoideás mészkő akkumulációja zajlott (Apátvarasdi Mészkő Formáció). A

hátságról a tengeráramlatok időről időre finomszemcséjű krinoidea őrleményt szállítottak a mélyvízi medence peremi részeibe (CSÁSZÁR 1997).

A Hidasivölgyi Márga Formáció

A definíció szerint (BILIK & CSÁSZÁR 1996) Hidasivölgyi Márga Formációnak nevezzük a Mecsekjánosi Bazalt fölött, esetleg a Magyaregregyi Konglomerátum rétegei közé települt, sárgásbarna vagy szürke színű, gyakran bentonitos, esetenként makrofaunát is tartalmazó áthalmozott hyaloklasztit, agyagmárga, márgás agyagkő és bentonitos agyagmárga rétegeket. Sajnálatos módon kimaradt a definícióból, hogy a formációnak szerves tartozéka az aleurolitmárga, a homokos, meszes aleurolit, a márga, továbbá a porcelán szövetű mészkő is. Utóbbi nem ritkán kovásodott, sőt tűzkő lencséket is tartalmaz.

A formáció főként a Mecsek hegységből ismert (2. *ábra*). Mai előfordulásai alapján két szintben jelenik meg. Feküje leggyakrabban a Mecsekjánosi Bazalt Formáció, bár lejtőláb környéki üledékként előfordulhat a Magyaregregyi Formáció fedőjében is (BILIK & CSÁSZÁR 1996). A medencében a két szint egyetlen horizonttá egyesülhet. Bonyolult összefogazódásai lehetnek mind a Magyaregregyi, mind az Apátvarasdi Formációval. Ez tükröződik a részletes mecseki földtani térképezés egyes lapjairól készült magyarázókban is, ahol különböző képződményekkel egybevontan került ismertetésre. A Mecsek központi és északi részén az ide tartozó képződményt két jelkulcsi elem tartalmazza, de mindkettő korát az hauterivi korszakban jelölték ki. A kisújbányai lapon NAGY et al. (1978), a kisbattyáni lapon BILIK et al. (1978) „áthalmozott hyaloklasztit, alkálidiabáztörmelékes márga, krinoideás mészkő" és „crinoideás, alkálidiabáz-törmelékes mészkő és márga, alkálidiabáz hyaloklasztit betelepülésekkel" képződményként említik; az előbbieket a mecsekjánosi Nagy- és Kis-völgyből, az utóbbiakat a Hidasi-völgy északi mellékvölgyeiből, a mecsekjánosi Nagy-völgyből, a Márévári-völgyből, továbbá a Hosszúhetény XX., XL., a Kisújbánya I., a Magyaregregy XXXII. és XXVI. fúrásból ismerjük. Egyes előfordulásokban jelentős mennyiségű ősmaradványtörmelék észlelhető. FÖLDI et al. (1977) hasonló képződményeket ismertettek növénymaradványok társaságában a Hosszúhetény-É-i lapról is. Némiképpen eltérő a kifejlődés a Mecsek déli előterében. Az apátvarasdi lapon az alábbi képződmények foglalják magukban a Hidasivölgyi Márgát is: „szürke, illites, diabáztörmelékes agyag, agyagkő" (Zengővárkony- Zv. 33. és 34. fúrás); „szürke, meszes, diabáztörmelékes finomhomokkő, durvább diabázanyagú homokkő, kőzetlisztes márga-, mészmárga betelepülésekkel" (Zv. 33., 34., 37. fúrás), „szürke, agyagos, kőzetlisztes mészmárga, aleurolit, agyagos mészkő, meszes homokkő- és crinoideás mészkő betelepülésekkel" (Zv.- 33., 34., 36., 37. és 39. fúrás); továbbá „sárga, krinoideás mészkő, szürke, kőzetlisztes agyagmárga, mészmárga, szenesedett növénytöredékekkel"- számos fúrásból (HETÉNYI et al. 1968). Az első három képződményt valangini korszakbelinek, az utóbbit hauterivinek minősítették. A pécsváradi lapon mindössze egyetlen jelkulcsi elem foglalja magában a Hidasivölgyi Márgát: „zöldesszürke mészmárga,



2. *ábra.* A Hidasivölgyi Márga Formáció elterjedése és a vizsgált szelvények helye a Keleti Mecsekben (HETÉNYI et al. 1982 nyomán, egyszerűsítve). 1. Miocén képződmények általában, 2. Apátvarasdi Mészkő F., 3. Hidasivölgyi Márga F., 4. Magyaregregyi Konglomerátum F., 5. Mecsekjánosi Bazalt F., 6. Malm és berriasi mészkő, 7. Liász és dogger képződmények. A vizsgált szelvények helyét csillag jelzi

Fig. 2 Extent of the Hidasivölgy Marl Formation and the sites of the sections studied in the Eastern Mecsek. (after HETÉNYI et al 1982, simplified). 1 Miocene formations, 2 Apátvarasd Limestone Fm, 3 Hidasivölgy Marl Fm, 4 Magyaregregy Conglomerate Fm, 5 Mecsekjánosi Basalt Fm, 6 Upper Jurassic and Berriasian limestones, 7 Lower and Middle Jurassic formations. The studied sections are indicated by asterisks

márga, crinoideás mészkő betelepülésekkel", melyet a Pécsvárad Pv. XIX. fúrás tárt fel (HÁMOR et al. 1967).

A szénhidogénkutató fúrások újrafeldolgozása során az Alföld területén is sikerült kimutatni Hidasivölgyi Márgát a Gátér Mély-1, Füzesgyarmat-7, Ebes-1 fúrásokból (BÉRCZINÉ MAKK et al. 1997).

Ritka kivételtől eltekintve a korábbi munkák nem jelezték elegendő pontossággal a gyűjtött ősmaradványok helyét ahhoz, hogy a lelőhelyek a mai litosztratigráfiai felosztásnak megfelelően beazonosíthatók lennének. A vulkáni törmelékes alsó-krétából az első gazdag és változatos őslénytani adatok HOFMANNtól és VADÁSZtól származnak (HOFMANN & VADÁSZ 1912; VADÁSZ 1912). A makrofauna adatokat VADÁSZ (1935), NOSZKY (1948), majd CZABALAY (1971) bővítette. Az első korall feldolgozást KOLOSVÁRY (1954, 1959), az ammoniteszekét HORVÁTH (1968) végezte, aki szerint a képződmény kora késő-valangini. A legutóbbi korszerű ammonitesz gyűjtés, feldolgozás és sokoldalú kiértékelés

BUJTORnak köszönhető (BUJTOR 1993), aki a formáció képződését a kora-valangini alkorszak *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN.) zónájának idejében jelölte meg.

A közelmúltig általánosan elfogadott kora-kréta regressziót, majd újabb transzgressziót hirdető modell alternatíváját – az atoll jellegű szerkezetek és a medence fácies folyamatos együttlétét felvázoló modellt – CSÁSZÁR & TURNŠEK (1996) dolgozta ki.

Vizsgálati módszerek

A Hidasivölgyi Márga Formációból és a Magyaregregyi Formációnak a márgába befogazódó durvatörmelékes rétegeiből származó makrofauna újravizsgálata – legalábbis áttekintő jelleggel – néhány éve megtörtént (BUJTOR 1993; CSÁSZÁR & TURNŠEK 1996). Tanulmányunkban az alábbi ősmaradványcsoportok hiánypótló vizsgálatát terveztük: nannoplankton, calpionella, cadosina és radiolaria. E vizsgálatokat magnetosztratigráfiai mérésekkel kívántuk kiegészíteni.

Nannoplankton vizsgálatokra a mészkőpadok alatti márga- és aleurolit rétegekből származó 20 db mintából, a szokásos preparátumok alkalmazásával került sor.

A calpionella és cadosina vizsgálatok 31 db vékonycsiszolatból történtek. A csiszolatok átnézése során vált bizonyossá, hogy radiolária vizsgálatokra a kovavázak feloldódása és kalcittal történt helyettesítése miatt nem kerülhet sor.

Magnetosztratigráfiai célú vizsgálatokra a hidasi-völgyi szelvény esetében mind a mészkő, mind az okker színű aleurolit rétegekből, a márévári-völgyi szelvény esetében pedig az egyetlen rendelkezésre álló laza aleurolitból gyűjtöttünk mintát. A mintákat bronz alapú gyémántkoronggal vágtuk kocka alakúra. A Hidasi-völgyből származó aleurolit minták a vágás során – egy minta kivételével – szétestek, így a feldolgozott minták távolsága a mészkőpadok távolságával egyezik meg.

A mintákat a Magyar Állami Földtani Intézet és az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet közös magnetosztratigráfiai laboratóriumának CCL gyártmányú kriogén magnetométerén dolgoztuk fel, amelynek zajszintje 2x10-5 A/m volt.

A 13 szintből származó 18 db hidasi-völgyi minta egy részét termikusan, másik részét váltótérben mágneseztük le több lépcsőben. A 450 °C-os hevítés során két minta felrobbant, ezért további termikus lemágnesezést nem végeztünk. A minták mágnesezettsége általában két komponenst tartalmazott. A kevésbé stabil másodlagos komponens 300 °C hevítés, illetve 30-40 mT lemágnesezés után tűnt el. A kétféle lemágnesezésből kapott irányok 10°-on belül megegyeztek. A minták mágnesezettsége – az üledék bazalt eredetének köszönhetően – kb. 2 nagyságrenddel volt nagyobb, mint általában a mészkőé és az aleurolité.

A márévári-völgyi mintákat termikusan mágneseztük le lépésenként.

A vizsgált szelvények

Felszíni körülmények között a Hidasivölgyi Márga csak a Keleti-Mecsek középső részén, belső antiklinálisokkal és pikkelyeződésekkel tagolt szinklinális

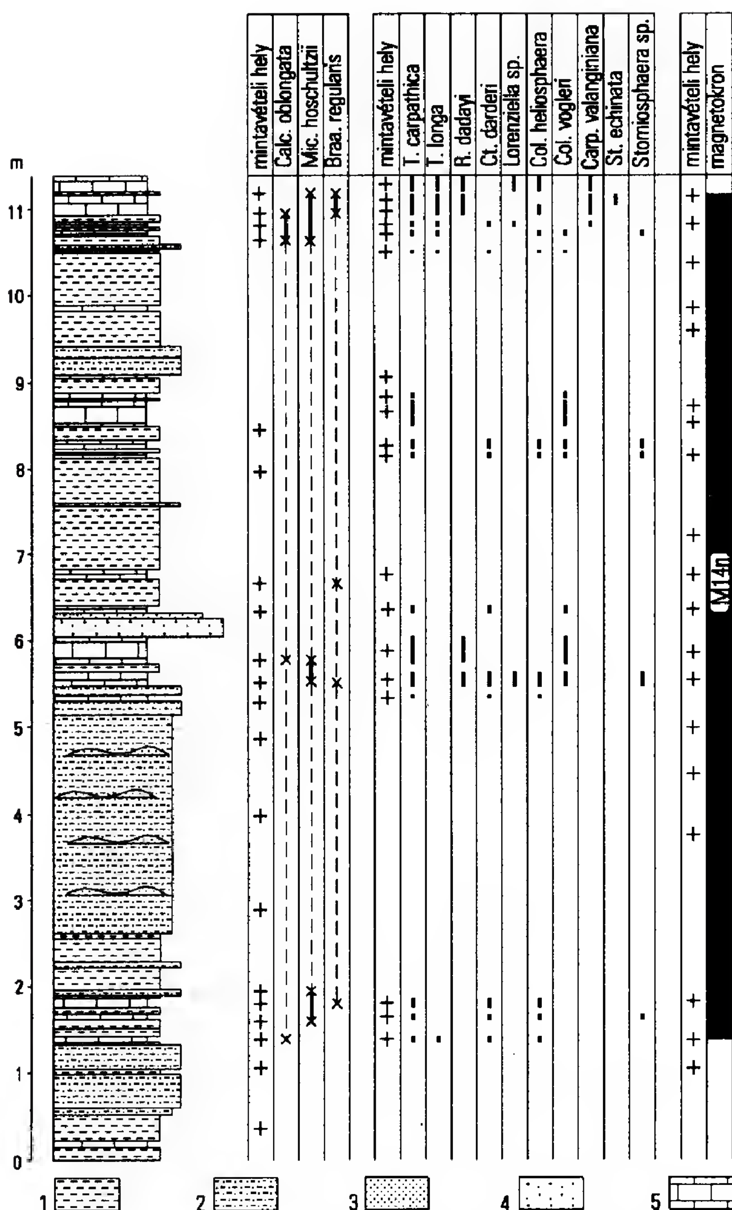
szerkezetekben fordul elő (2. *ábra*). A változó vastagságú képződménynek csak korlátozott számú, vizsgálatra is alkalmas előfordulása ismert. Közülük a Hidasi-völgy északi oldalvölgyében feltárt rétegsornak és a Márévári-völgy strand mögötti bevágásának vizsgálatára került sor, az előbbi esetben a FOGARASI Attila által felvett szelvény alapján. A Kisújbánya és Püspökszentlászló közötti kocsiút által feltárt szelvényből csak makrofauna vizsgálatok történtek (BUJTOR 1993; CSÁSZÁR & TURNŠEK 1996).

A Hidasi-völgy északi oldalvölgye (3. ábra)

A FOGARASI A. által készített 11,4 m vastag rétegoszlop domináns kőzettípusa az általában kis karbonáttartalmú, mállottan okkersárga, friss állapotban szürke színű aleurolit és a finomhomokos, gyakran laminált aleurolit, amelyet négy kötegbe összevonható 5–30 cm vastag, szürke színű, makroszkóposan pelágikusnak tűnő mészkőtestek szakítanak meg. A szelvényben – ritka közbetelepülésként – 1–2 cm-től 15 cm-ig változó vastagságban különböző szemcseméretű homokkő rétegek is települnek, melyek között kivételesen aprókavicsos homokkő is előfordul. A turbidit eredetű homokkő a szelvény alsó felében az aleurolittesten belül apró lencséket alkotva is megfigyelhető.

A szelvény mészkő rétegeiből készült 19 vékonycsiszolat – a két üres minta kivételével – a megbízható korhatározáshoz elegendő gyakoriságban tartalmaz calpionella és cadosina-féléket, de megtartási állapotuk a préseltség és a loricák rendszeres visszaoldottsága miatt viszonylag gyenge. Megoszlásukról a 3. *ábra* nyújt áttekintést, a fontosabb fajok fényképét a 4. *ábra* szemlélteti. Általánosan elterjedt a nagyméretű *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), köztük a NAGY I. által *T. perlongának*, TARDINÉ FILÁCZ E. szerint inkább *T. longa* (COLOM)-nak nevezett forma is. Gyakori még a *Calpionellites darderi* (COLOM) faj, változó gyakorisággal jelenik meg a *Remaniella* (vagy *Calpionellopsis?*) *dadayi* KNAUER, míg viszonylag ritka a *Lorenziella* sp. és a *Tintinnopsella longa* (COLOM). Ezek alapján a vizsgált rétegsor nem lehet idősebb a REMANE et al. (1986) szerinti D3, vagyis a GRÜN & BLAU (1997) szerinti Dadayi zónájánál (a berriasi legfiatalabb zónája). A *Calpionellites darderi* (COLOM) fajnak már a legalsó mintában való előfordulása és a *Tintinnopsella longa* (COLOM) jelenléte alapján valószínűbb azonban a rétegsornak a REMANE et al. (1986) féle Calpionellites (E), illetve minimálisan a POP (1994) és GRÜN & BLAU (1997) szerinti *Calpionellites darderi* zónába való tartozása. Ez utóbbi véleményt erősítik a *Carpistomiosphaera valanginiana* BORZA előfordulásai, továbbá a legalsó rétegekben is fellépő *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER), melyek rétegtani terjedelme az alsó-valangini – alsó-albai intervallumot öleli fel. A továbbiakban előfordul még a *Colomisphaera vogleri* BORZA, *Stomiosphaera* sp. és egyetlen *St. echinata* NOWAK faj is.

Nannoplankton vizsgálatokat a mészkőpadok alatti aleurolit és márga rétegekből származó 20 (db) mintán végeztünk (3. *ábra*). A flóra megoszlása ugyan szélsőségesen változó – üres, flóra-szegény és flóra-gazdag minták váltogatják egymást – de összetétele egységesnek tekinthető (*1. táblázat*).



3. *ábra.* A Hidasi-völgy északi oldalvölgyének rétegoszlopa (FOGARASI A. terepi felvétele) a calpionella, a cadosina és a nannoplankton fajok eloszlásával, továbbá a magnetosztratigráfiai mérések eredményeivel. 1. agyagos aleurolit, 2. homokos aleurolit, 3. finom- és középszemcséjű homokkő, 4. durvaszemcséjű homokkő, 5. mészkő

Fig. 3 Columnar section of the northern side valley in the Hidas Valley depicted by A. FOGARASI, and the distribution of Calpionella, Cadosina and nannoplankton species together with the results of magnetostratigraphic measurements. 1 Clayey siltstone, 2 Sandy siltstone, 3 Fine and medium-grained sandstone, 4 Coarse-grained sandstone, 5 Limestone

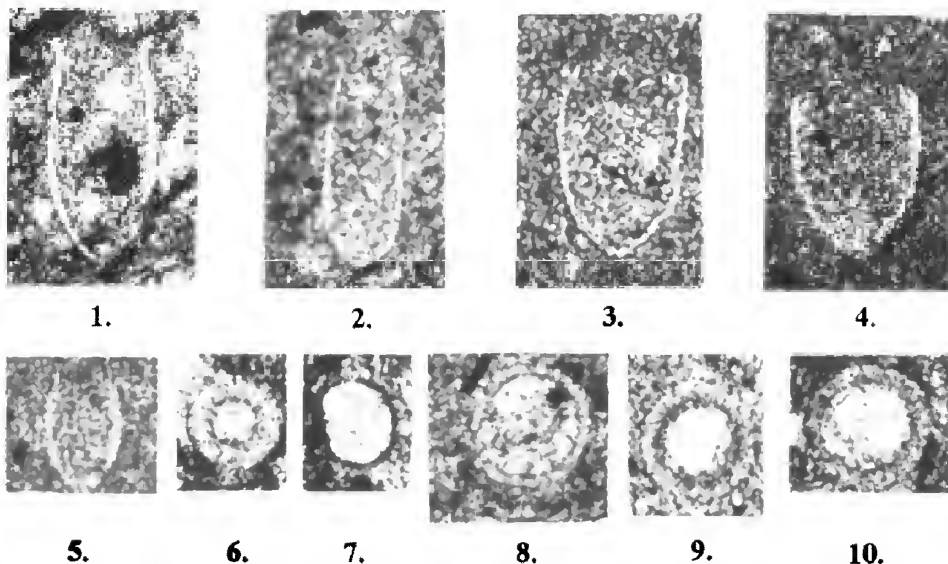
A hidasi-völgyi szelvény nannoplankton együttese

Nannoplankton assemblage of the Hidas Valley sequence

I. táblázat – Table I

Réteg / Fajok	Calcicalathina oblongata (Woersley)	Microstaurus chiastius (Woersley)	Conusphaera mexicana Trejo	Micrantholithus hoschulzii (Reinhardt)	Watznaueria barnesae (Black)	Stradneria crenulata (Bramlette et Martini)	Cyclagelosphaera deflandrei (Manivit)	Nannoconus steinmannii Kamptner	Braarudosphaera regularis Black	Micrantholithus obtusus Stradner	Zeugrhabdotus embergeri (Noël)	Watznaueria sp.	Diazomatholithus lehmannii Noël	Speetonia colligata Black	Cruciellipsis cuvillieri (Manivit)
67				2	4		2	2	1		2		2		
64	2	2	1	2	5	2	3	3	1	2	2	2	2		1
62	1		2	2	5		2	2		1		2	2		
60	1	1		1	3	1	1	2				2	2	1	
41															
37					1						1				
33		1	1		2			1	1			2	2		
31		1			3		2	2		1	1		2		
28	1			1	5	2	3	3		1	3	3	2		
26				2	3		2	3	1		1		2		
24					1										
23/3															
23/2												1			
23/1															
17					3		2	3							
15		1		2	3	1	1	4	1	1					
13				1	1										
10	1	1	1												
7															
4															

Jelmagyarázat:
1 = ritka (1-2 db)
2 = néhány (2-10 db)
3 = közepes (10-30 db)
4 = gyakori (30-50 db)
5 = tömeges (> 50 db)



4. *ábra.* Calpionella és cadosina fajok a Hidasi-völgy északi oldalvölgyének szelvényéből: 1. *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU et FILIPESCU), 250X; 2. *Tintinnopsella longa* (COLOM), 250X; 3. *Remaniella dadayi* KNAUER, 250X; 4. *Calpionellites darderi* (COLOM), 250X; 5. *Lorenziella* sp. 250X; 6. *Colomisphaera heliosphaera* (VOGLER) 250X; 7. *Colomisphaera conferta* REHANEK, 250X; 8. *Colomisphaera vogleri* BORZA, 250X; 9. *Cadosina semiradiata* (WANNER), 250X; 10. *Carpistomiosphaera valanginiana* BORZA

Fig. 4 Calpionella and Cadosina species from the northern side valley of the Hidas Valley: 1 Tintinnopsella carpathica (MURGEANU et FILIPESCU), 250X; 2 Tintinnopsella longa (COLOM), 250X; 3 Remaniella dadayi KNAUER, 250X; 4 Calpionellites darderi (COLOM), 250X; 5 Lorenziella sp. 250X; 6 Colomisphaera heliosphaera (VOGLER) 250X; 7 Colomisphaera conferta REHANEK, 250X; 8 Colomisphaera vogleri BORZA, 250X; 9 Cadosina semiradiata (WANNER), 250X; 10 Carpistomiosphaera valanginiana BORZA, 250X

A flóra egy része már a legfelső jurában is megtalálható, de nagyobb egyedszámban az alsó-krétában figyelhetők meg, mint pl. a *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER és a *Zeugrhabdotus embergeri* (NOEL) fajok.

A szelvényben az első flóratartalmú mintában (10. réteg) csak szórványosan fordul elő nannoplankton (*I.* és *II. fényképtábla* és 3. *ábra*), de a *Calcicalathina oblongata* (WORSLEY) jelenléte már jelzi, hogy a rétegsor a kora-valangini késői szakaszánál nem lehet idősebb. A további mintákból az alsó-krétára jellemző számos más alak, mint pl. *Micrantholitus hoschulzii* (REINHARDT), *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Cyclagelosphaera deflandrei* (MANIVIT), *Speetonia colligata* BLACK, stb. került elő, amelyek erősítik a fent levont következtetést.

A szelvényből származó nannoplankton fajok sztratigráfiai elterjedését az 5. *ábra* mutatja. Az ezekre épülő biozónák SISSINGH (1977) zónabeosztásán alapulnak. Ezek szerint a *Calcicalathina oblongata* (WORSLEY) jelenléte miatt a vizsgált rétegsor nem lehet idősebb mint a CC3-as zóna, mivel a zóna névadó faja ennél idősebb rétegekből nem ismeretes. A zóna felső határa a szelvény által feltárt rétegsornál magasabb szintben húzódik, minthogy a felső határ megvonásának alapjául szolgáló *Cretarhabdus loriei* GARTNER és az hauterivi alakok egyaránt hiányoznak a rétegsorból.

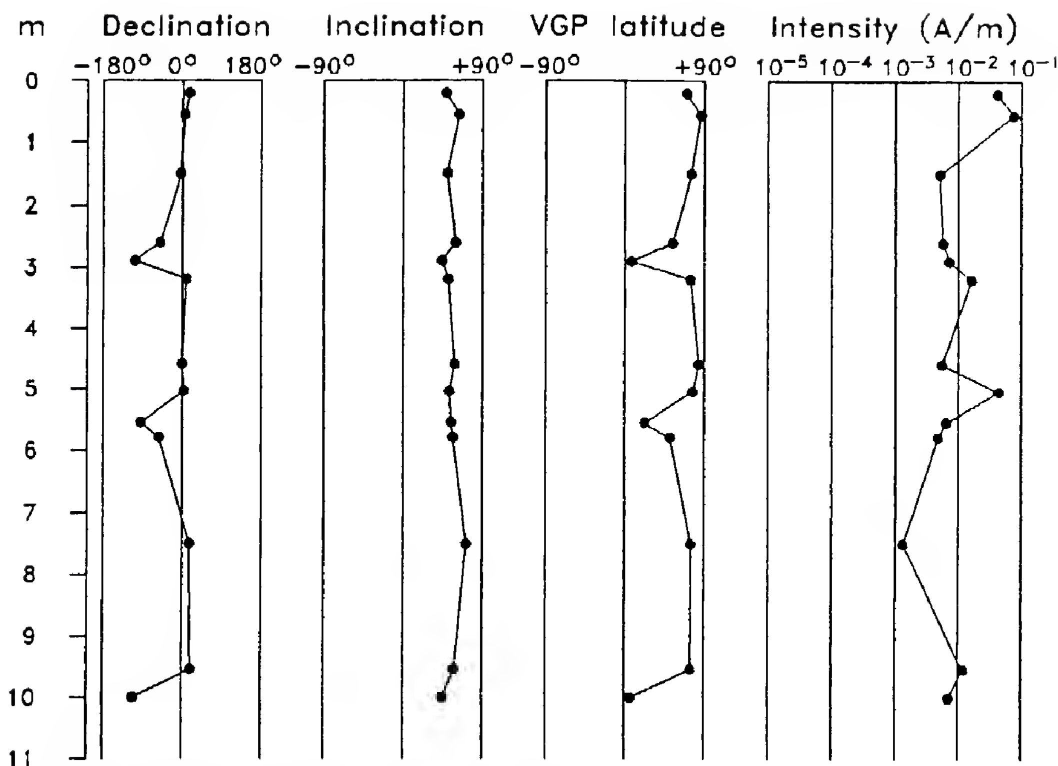
BUJTOR (1993) a szelvényben *Ptychophylloceras semisulcatum* (D'ORBIGNY) és a *Thurmanniceras pertransiens* zónát jelző *Thurmanniceras thurmanni* (PICTET & CAMPICHE) ammonitesz fajokat azonosított.

Kronosztratigráfia
Nannoplankton zónák Sissingh 1977
Microstaurus chiastius
Zeugrhabdotus embergeri
Diazomatolithus lehmanii
Conusphaera mexicana
Nannoconus steinmannii
Watznaueria barnesae
Cyclagelosphaera deflandrei
Stradneria crenulata
Cruciellipsis cuvillieri
Micrantholithus obtusus
Micrantholithus hoschulzii
Speetonia colligata
Braarudosphaera regularis
Calcicalathina oblongata
Kréta
Hauterivi
Valangini
Berriasi
Jura
Titon
Cret.loriei CC4
C.oblongata CC3
S. crenulata CC2
N.steimannii CC1

5. ábra. A Hidasivölgyi Márgában előforduló nannoplankton fajok rétegtani elterjedése

Fig. 5 Stratigraphic range of the nannoplankton species revealed from the Hidasivölgy Marl

A minták inklinációja a 11. rétegtől a 66. réteg tetejéig végig normál értéket mutat (*6. ábra*). A deklinációk többsége 0° körüli, az irányok átlaga (D=8°, I=58°, k=79, a95=6,3°) csaknem pontos tükörképe a Márévári-völgy alsó-kréta



6. ábra. A Hidasi-völgy északi oldalvölgyének deklináció, inklináció, virtuális földmágneses pólus (VGP) számított szélesség és mágneses intenzitás szelvénye.

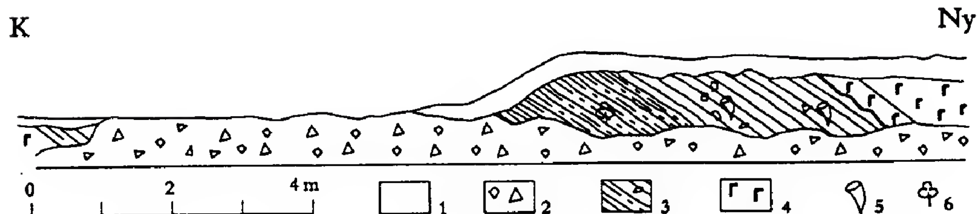
Fig. 6 Plots of declination, inclination, calculated latitude of virtual geomagnetic pole (VGP) and magnetic intensity from the northern side valley of the Hidas Valley

kőzeteiből meghatározott D=180°, I=-53° fordított polaritású értékeknek (MÁRTON 1986).

A pólusok egyezése arra utal, hogy a mágnesezettség eredeti. Az inklináció alig változik, néhány pont deklinációja azonban jelentősen kisebb, 270° körüli. Ez utóbbiakat az átlagszámítás során nem vettük figyelembe. A virtuális földmágneses pólus (VGP) számított szélessége is normál polaritást mutat (*6. ábra*). Az itteni kis értékek az anomális deklináció következményei.

A Máréván-völgyi strand mögötti bevágás (7. ábra)

A mintegy 13,4 m hosszúságú rosszul feltárt szelvényrészlet két bazalttest között települő szürke színű, egyes részein szenesedett növényi törmelékben gazdag, jól felismerhetően vulkáni málladék eredetű meszes aleurolit és aleuritos homokkő rétegeket fog közre. A szelvényrészlet keleti legalsó rétegeinek



7. *ábra.* A Márévári-völgyi strand mögötti bevágás nyugati végének szelvénye. 1. talaj, 2. lejtőtörmelék, 3. Hidasivölgyi Márga F., 4. Mecsekjánosi Bazalt F., 5. rudista kagyló, 6. szenesedett növénymaradvány

Fig. 7 Cross section of an artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley. 1 Soil, 2 Scree, 3 Hidasivölgy Marl Fm, 4 Mecsekjánosi Basalt Fm, 5 Rudist bivalve, 6 Carbonised plant remnants

feltártsága annyira rossz, hogy a bazaltláva szálbanállósága is bizonytalan. A szelvény sajátossága, hogy kissé finomabb szemcséjű felső szakaszában elvétve nagytermetű Toucasia és Ostreidae kagylóteknőket is tartalmaz.

A szelvény a nannoplankton tartalom alapján két szakaszra tagolható. Alsó (1,4–5,8 m közötti) szakasza viszonylag sok, felső szakasza kevesebb, de hasonló összetételű nannoplankton együttest tartalmaz (*8. ábra, II. táblázat*). Ezekben kis egyedszámban, de szinte végig megtalálható a Calcicalathina oblongata

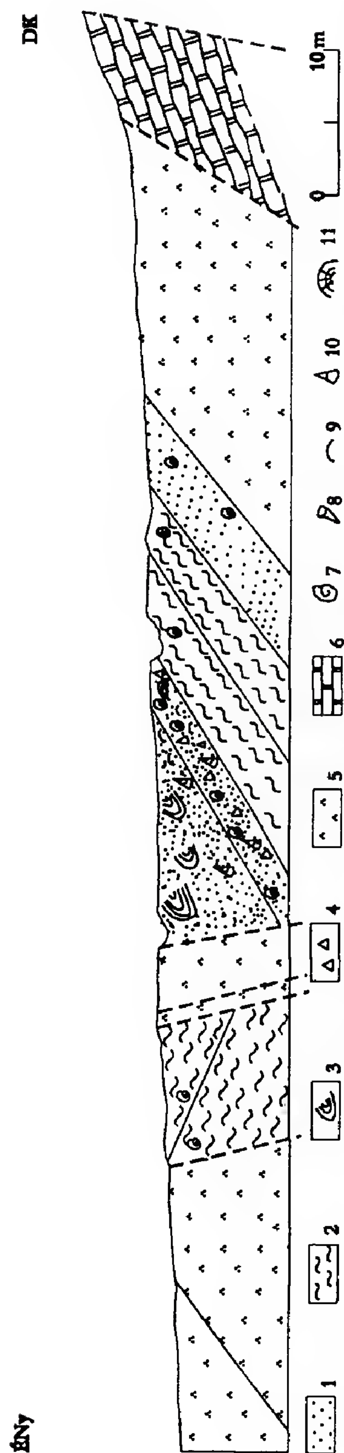
A márévári-völgyi strand mögötti bevágás nannoplankton együttese

Nannoplankton assemblage of the artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley

II. táblázat – Table II

Réteg (m)	Fajok	Calcicalathina oblongata (Worsley)	Micrantholithus hoschulzii (Reinhardt)	Watznaueria barnesae (Black)	Stradneria crenulata (Bramlette et Martini)	Cyclagelosphaera deflandrei (Manivit)	Nannoconus steinmannii Kamptner	Micrantholithus obtusus Stradner	Zeugrhabdotus embergeri (Noël)	Watznaueria sp.	Diazomatolithus lehmanii Noël	Cruciellipsis cuvillieri (Manivit)
11,7			1	2		1	2		1			
11,0				2		1	1					
10,0				3		2	3					
9,0		1		2	1	2	1					
8,0		1	1	2			2					
7,0		1	2	2		1	2					
5,8		1	3	3	2	2	3	1	1		2	
3,6		1	3	3	2	2	3	1	1		2	2
2,7		1	3	3	2	2	4	1	1	2		
1,4		2	2	3	1	2	3	2	2	2	2	

Jelmagyarázat:
1 = ritka (1-2 db)
2 = néhány (2-10 db)
3 = közepes (10-30 db)
4 = gyakori (30-50 db)
5 = tömeges (> 50 db)



8. ábra. A Kisújbánya és Püspökszentlászló közötti kocsiút szelvényrajza. 1-4. Hidasivölgyi Márga F.: 1. homok, homokkő, 2. márga, 3. feltépett és ráncolt üledék, 4. breccsa, 5. hyaloklasztit, 6. Márévári Mészkő F, 7. ammonitesz, 8. rudista kagyló, 9. egyéb kagyló, 10. csiga, 11. telepalkotó szervezet

Fig. 8 Cross section along the road-cut between villages Kisújbánya and Püspökszentlászló. 1-4 Hidasivölgy Marl Fm: 1 Sand and sandstone, 2 Marl, 3 Ripped-up and wrinkled sediment, 4 Breccia, 5 Hyaloclastite, 6 Márévár Limestone Fm, 7 Ammonite, 8 Rudist bivalve, 9 Other bivalve, 10 Gastropod, 11 Colonial organism

(WORSLEY) faj, amely az alsó-valangini CC3 zóna jellemző zónaalkotó faja. A flóraegyüttes további, főként az alsókrétára jellemző alakjai: *Micrantholitus hoschulzii* (REINHARDT), *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), továbbá a tithonban és az alsó-krétában is rendszerint jelenlévő alakok, mint a *Cyclagelosphaera deflandrei* (MANIVIT), a *Zeugrhabdotus embergeri* (NOËL) és a krétában általánosan elterjedt, legellenállóbb faj, a *Watznaueria barnesae* BLACK.

A szelvény laza szerkezetű aleurolitjából magnetosztratigráfiai vizsgálatra gyűjtött négy minta közül kettő a vágás során szétesett. A megmaradt két minta lemágnesezés utáni irányaik nem egyeznek a Hidasi-völgy északi mellékvölgyéből származó mintákon mért irányokkal. (Deklináció/inklináció: 48°/-10° és 320°/-12°). Az alacsony negatív inklinációkból arra következtetünk, hogy a kőzettest már valamelyest konszolidált állapotban megcsúszott a vulkán lejtőjén. A kőzet remanens mágnesezettségét még a csuszamlás előtt szerezte (HÁMOR & LANTOS 1994) és mivel nem az eredeti helyzetet tükrözi, rétegtani értékelésre alkalmatlan.

Kisújbánya és Püspökszentlászló közötti kocsiút bevágása (8. ábra)

A HORVÁTH (1968) által részletesen vizsgált szelvényt az 1980-as évek végén felújítottuk ugyan, de állaga a 90-es évek második felére annyira megromlott, hogy újabb jelentős mérvű beavatkozás nélkül további vizsgálatokra alkalmatlannak bizonyult. Ezért az itteni rétegsor kora tekintetében BUJTOR (1993) ammonitesz vizsgálati eredményeire hagyatkoztunk, aki a *Phylloceras (Hypophylloceras)*

ex. gr. *thetys* (D'ORBIGNY), *Calliphylloceras calypso* (D'ORBIGNY), *Haploceras (Neolissoceras) salinarum* UHLIG, *H. (N.) grasianum* (D'ORBIGNY), *Ptychophylloceras semisulcatum* (D'ORBIGNY), *Leptotetragonites honnoratianus* (D'ORBIGNY), *Kilianella lucensis* SAYN., *Protetragonites quadrisulcatus* (D'ORBIGNY), *Lytoceras* sp. aff. *sutile* OPPEL, *Olcostephanus drumensis* KILIAN, *Thurmanniceras pertransiens* (SAYN.) alapján e rétegek korát is a kora-valangini *Thurmanniceras pertransiens* zónában jelölte meg. A CZABALAY (1971, 1991); CSÁSZÁR & TURNŠEK (1996) által közölt egyéb makrofauna rétegtani szempontból másodlagos jelentőségű.

A Hidasivölgyi Márga kora

A formációnak a hidasi-völgyi és a Kisújbánya melletti lelőhelyéről származó ammoniteszei a kora-valangini alkorszak Pertransiens zónájának fiatalabb szakaszán történt keletkezést jeleznek (BUJTOR 1993). Ezekkel az adatokkal összhangban vannak a hidasi-völgyi és a márévári-völgyi nannoplankton vizsgálati eredmények, amelyek a *Calcicalathina oblongata* (CC3) nannoplankton biozónát, és a hidasi-völgyi calpionella vizsgálatok, amelyek a *Calpionellites darderi* (E) zónát jelölik ki a képződés idejének. A magnetosztratigráfiai vizsgálatok valamennyi minta esetében normál polaritást mutatnak. A *Calcicalathina oblongata* az M14r magnetokron idején jelenik meg (OGG et al. 1991), tehát ennél idősebb nem lehet. GRADSTEIN et al. (1994) skálája szerint az M14r–M14n magnetokron ugyanakkor korrelál a Pertransiens zónával is, vagyis a formáció vizsgált szakaszának kora a legkisebb ellentmondás nélkül jelölhető meg a kora-valangini késői szakaszában. Az általunk nem vizsgált Hidasi-völgy déli oldaláról származó kis feltárásokból BUJTOR (1993) kimutatta még az alsó-valangini *Thurmanniceras campylotoxus* és a felső-valangini *Saynoceras verrucosum* zónákat is.

A Hidasivölgyi Márga mikrofáciesei és képződési környezete

A képződmény szöveti és mikrofácies jellegeit eddig senki sem vizsgálta. Az hauterivi konglomerátumot és homokkövet minden szerző (HOFMANN & VADÁSZ 1912–13; VADÁSZ 1912, 1935; WEIN 1967; HORVÁTH 1968) litorális fáciesűnek tekintette.

A valangini cephalopodákat tartalmazó márgát WEIN (1967) batiális üledéknek tartotta.

HORVÁTH (1968) a dominánsan finomszemcséjű törmelékből álló kisújbányai szelvényben a kagylók, brachiopodák és tüskésbőrűek mellett a felső-valanginire jellemző ammonitesz együttest [*Neocomites neocomiensis* (D'ORBIGNY), *Lithoceras regale* BEAN, *Holcostephanus (Astieria)* sp., *Acanthoceras hystrichoides* UHLIG, *A.* cf. *hoheneggeri* UHLIG] is leírt. Elfogadva a transzgressziós-regressziós modellt a különböző üledékképződési környezetből származó ősmaradványoknak, valamint a kavics és breccsa anyagnak kevert előfordulásai alapján HORVÁTH (1968) ezeket a rétegeket egy szárazulati „időszakot" követő transzgresszió újraülepített termékének tekintette. Az a körülmény, hogy a „transzgressziós konglomerátumban" lévő ammoniteszek "a fosszília együttesen belüli furcsa

elemek" benyomását keltették benne, arról tanúskodik, hogy felismerte az állásfoglalásában rejlő ellentmondást. A transzgressziós-regressziós modellt a terület térképezői is elfogadták (BILIK et al. 1978; FÖLDI et al. 1977; HÁMOR et al. 1967, 1974; HETÉNYI et al. 1968; NAGY et al. 1978).

A fentiekben már vázolt mecseki típusú atoll modell (CSÁSZÁR & TURNŠEK 1996; CSÁSZÁR 1997) nem igényel sem transzgressziót, sem regressziót, és egyúttal feloldja a HORVÁTH által érzékelt ellentmondást is.

A vékonycsiszolatos mikrofácies vizsgálatok szerint a hidasi-völgyi szelvény mészkövei finomszemcsés, wackestone/packstone szövetű, 2,5–15% szilikátos törmelékszemcsét (elsősorban vulkanoklasztot) tartalmazó kőzetek, többnyire mikrobioklasztos mikritek, ritkábban szivacstűs-radiolariás biomikritek (*III–V. tábla, 1–2 fénykép*). Ezzel szemben a márévári-völgyi szelvény egészét szilikátos törmelékes képződmények, bioklasztos homokkövek építik fel (*VI–IX. tábla, 1–2 fénykép*). A hidasi-völgyi minták a WILSON (1975)-féle 1, 2. és 3. standard mikrofácies típusba sorolhatók és tipikus medencefáciesű vagy a platformlejtő alján képződött üledéknek tekinthetők. Ennél jóval sekélyebb batimetrikus helyzetben, bazaltvulkánok tengeralatti lejtőin halmozódtak fel a márévári-völgyi szelvény bioklasztos homokkövei. Ezek szilikátos törmelékszemcséit túlnyomórészt a bazaltvulkánok szolgáltatták, míg biogén szemcséik nagy része a vulkánokat körülvevő sekély, rudistás lagúnából és a lagúna külső peremét felépítő, főleg korallokból álló atollszerű képződményekből származhat. A hidasi-völgyi szelvény anyaga a vulkánok közötti mélyebb medencék üledékének tekinthető.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönettel adóznak FOGARASI Attilának, aki önzetlenül rendelkezésre bocsátotta a Hidasivölgyi Márga Formációnak a Hidasi-völgy északi oldalvölgyében felvett, még nem publikált szelvényét, továbbá CSEREKLEI Erikának és PAULHEIM Gáspárnak az ábrák kivitelezésében nyújtott segítségéért. A kutatást anyagilag a T. 025534 sz. OTKA projekt támogatta.

Irodalom – References

BÉRCZINÉ MAKK A, CSÁSZÁR G. & NUSSZER A. 1997: A Mecseki Zóna közép-alföldi mezozóos aljzatának sztratigráfiai értékelése és fejlődéstörténeti vázlata. – *Földtani Közlöny* 126/2–3, 185–207.

BILIK, I. 1983: Lower Cretaceous submarine (rift) volcanism in South Transdanubia (South Hungary). – In: BISZTRICSÁNYI, E. & SZEIDOVITZ, Gy.(Eds.): Proceedings of the 17th Assambly of the European Seismological Committee, Budapest, 1980, 569–574 Akadémiai Kiadó, Budapest

BILIK I. & CSÁSZÁR G. 1996: Hidasivölgyi Márga Formáció. – In: CSÁSZÁR, G. (szerk.) *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Kréta* 107–109. MÁFI kiadványa, Budapest

BILIK I., HÁMOR G., HETÉNYI R. & NAGY I. 1978: Kisbattyán. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. (Explanatory notes to the geological maps of the Mecsek Mountains. Series 1:10 000) 82 p. – MÁFI kiadvány, Budapest.

BUJTOR, L. 1993: Valanginian ammonite fauna from the Kisújbánya Basin (Mecsek Mts., South Hungary) and its paleobiogeographical significance. – *Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Abh.* 188/1, 103–131.

CSÁSZÁR G., 1997: A magyarországi urgon képződmények és azok viszonya a Keleti Alpok és a Nyugati Kárpátok hasonló kifejlődéseihez. – Doktori értekezés. 237 p.

CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., HAAS, J., KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S., NAGYMAROSY, A., SZENTGYÖRGYI, K. & VÖRÖS, A. 1990: Paleogeography of the Pannonian Basin – In: NAIRN, A. (ed.) Evolution of the Northern Margin of Tethys: The Results of the IGCP project 198, 3. 63–89, Columbia, Bratislava, Paris

CSÁSZÁR, G. & TURNŠEK, D. 1996: Vestiges of atoll-like formations in the Lower Cretaceous of the Mecsek Mountains, Hungary. – *Cretaceous Research* **17**, 419–442.

CSÁSZÁR G. & TURNŠEK D. 1997: Atollmaradványok a Mecsek alsó-krétájában. 193–213. – In: HAAS J. (szerk.): *FÜLÖP József - Emlékkönyv* – Akadémia Kiadó, Budapest

CZABALAY L. 1971: Pachyodontes Crétacées de la Monagne Mecsek. – *MÁFI Évi Jelentése* **1968**, 185–205.

CZABALAY L. 1991: Jelentés a Magyaregregyi Konglomerátum Formáció kagyló- és csiga faunájának őslénytani vizsgálatáról. – OFG AD 16 p., 3 fényképtábla

FÖLDI M., HETÉNYI M., NAGY I., BILIK I. & HÁMOR G. 1977: Hosszúhetény-É. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. (Explanatory notes to the geological maps of the Mecsek Mountains. Series 1:10 000). 71 p. – MÁFI kiadvány, Budapest.

GÉCZY, B. 1973: The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics. – *Ann. Univ. Sci. Budapest., Sect. Geol.*, **16**, 99–114.

GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1994: A Mesozoic time scale. – *Journal of Geophysical Research* **99**, 24051–24074.

GRÜN, B. & BLAU, J. 1997: New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. – *Revue Paléobiologie* **16/1** 197–214.

HÁMOR, G., FÖLDI, M., BILIK, I., HETÉNYI, R. & NAGY, I. 1974: Magyaregregy. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. (Explanatory notes to the geological maps of the Mecsek Mountains. Series 1:10 000. Magyaregregy), 51 p. MÁFI Kiadvány, Budapest.

HÁMOR G., HETÉNYI R. & NAGY I. 1967: Pécsvárad. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat (Explanatory notes to the geological maps of the Mecsek Mountains. Series 1:10 000.) 57 p. MÁFI kiadvány, Budapest.

HÁMOR, T. & LANTOS, M. 1994: An evaluation of slump fold formation using paleomagnetic techniques. – *Sedimentary Geology* **90/3–4**, 233–240.

HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, Z., ÁRVA-SÓS, E., BALLA, M. & KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneus suites in Hungary: Implication for genesis and for tectonic setting in the northwestern part of Tethys. – *International Geology Review*, **38**, 336-360.

HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., NAGY E. & BILIK I. 1982: A Keleti-Mecsek földtani térképe. – MÁFI Kiadvány, Budapest

HETÉNYI R., HÁMOR G. & NAGY I. 1968: Apátvarasd. Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat (Explanatory notes to the geological maps of the Mecsek Mountains. Series 1:10 000). 55 p. – MÁFI kiadvány, Budapest.

HOFMANN K., & VADÁSZ E. 1912–13: A Mecsekhegység középső-neokom rétegeinek kagylói (Bivalves of the middle Neocomian beds of the Mecsek Mountains). – *MÁFI Évkönyve* **20**, 189–226.

HORVÁTH A. 1968: Megfigyelések a Mecsek hegység alsó-kréta rétegeiben. – *Földtani Közlöny* **98/2**, 241–247.

KOLOSVÁRY, G. 1954: Les coralliaires du Crétacé de la Hongrie. – *MÁFI Évkönyve* **42**, 67–163. (In Hungarian with French abstract)

KOLOSVÁRY, G. 1959: Korallen aus der Unterkreide des Mecsek Gebirges. – *Acta Universitatis Szegediensis. Acta Biologica. Nova Series* **5**, 125–128.

KOVÁCS, S., CSÁSZÁR, G., GALÁCZ, A., HAAS, J., NAGY, E. & VÖRÖS, A. 1989: The Tisza Superunit was Originally Part of the Northern (European) Margin of Tethys. – In: NAIRN, A. (ed.) Evolution of the Northern Margin of Tethys: The Results of the IGCP project 198, 2, 81–100.

KUBOVICS, I. & BILIK, I. 1984: Comparative investigations of the Hungarian Mesozoic mafic-ultramafic and some ofiolitic magmatic rocks in the Alp-Carpathian chain. – *Acta Geologica. Academiae Scientiarium Hungaricae* **27**, 321–339,

MÁRTON, E. 1986: Palaeomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains. – *Geofizikai Közlemények* 32/2, 83–145.

Nagy I. Nagy, E., Hámor G., Hetényi R., Bilik I. & Földi M., 1978: Magyarázó a Mecsek hegység földtani térképéhez. 10 000-es sorozat. Kisújbánya. (Explanatory notes to the geological maps of the Mecsek Mountains. Series 1:10 000. Kisújbánya), – 88 p. MÁFI Kiadvány, Budapest.

ifj. Noszky J. 1948: A Komló környéki szénterület földtani viszonyai. – OFG AD 48 p. (Nem publikált jelentés)

ifj. Noszky J. 1952: Conditions géologique du terraine houiller des environs de Komló. – *MÁFI Évi Jelentése* **1948**, 65–77. (In Hungarian with Franch abstract)

Ogg, J. G., Hasenyager, R. W., Wimbledon, W. A., Channel, J. E. T. & Bralower, T. J. 1991: Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval – Tethyan and English faunal realm. – *Cretaceous Research* **12**, 455–482.

Pop, G. 1996: Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy. – *Rom. J. Stratigraphy* **76**, 7–24.

Remane, J. Bakalova-Ivanova, Borza, K., Knauer, J., Nagy, I., Pop, G. & Tardi-Filácz, E. 1986: Agreement on the subdivision of the Standard Calpionellid zones defined at the II[nd] Planktonic Conference, Rome 1970. – *Acta Geologica Hungarica* **29/1–2**, 5–14

Sissingh, W. 1977: Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – *Geologie en Mijnbouw* **56/1**, 37–65.

Vadász E. 1912: Néhai Hofmann Károly: A Mecsekhegység középső neokom kagylói (The late Károly Hofmann: middle Neocomian Bivalves of the Mecsek Mountains). – *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* **30**, 688–693.

Vadász, E. 1935: Das Mecsek-Gebirge. – *Magyar Tájak Földtani Leírása* **1**, 180 p. (In Hungarian with German abstract)

Wein, Gy. 1967: Über die Tektonik Südost-Transdanubians. – *Földtani Közlöny* **97**, 371–395. (In Hungarian with German abstract)

Wilson, J. L. 1975: Carbonate Facies in Geologic History. Springer – Verlag New York Heidelberg Berlin 471 p.

A kézirat beérkezett: 1999. 07.13.

Táblamagyarázat – Explanation of plates

I. tábla - Plate I
Nannoplankton

1–2. *Microstaurus chiastius* (Worsley), 2000x, Hidasi-völgy, 60. réteg
3. *Zeughrabdotus embergeri* (Noel), 2000x, Hidasi-völgy, 28. réteg
4–5. *Zeughrabdotus embergeri* (Noel), 2000x, Hidasi-völgy, 64. réteg
6–7. *Nannoconus steinmannii* Kamptner, 2000x, Hidasi-völgy, 17. réteg
8. *Conusphaera mexicana* Trejo, 2000x, Hidasi-völgy, 62 réteg
9. *Diazomatholitus lehmanni* Noel 2000x, Hidasi-völgy, 26. réteg
10–11. *Watznaueria barnesae* (Black) 2000x, Hidasi-völgy, 62 réteg

II. tábla – Plate II
Nannoplankton

1. *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit), 2000x, Hidasi-völgy, 26. réteg
2. *Cyclagelosphaera deflandrei* (Manivit), 2000x, Hidasi-völgy, 64. réteg
3. *Cruciellipsis cuvillieri* (Manivit) 2000, Márévári-völgy, 3,6 m
4. *Stradneria crenulata* (Bramlette and Martini) 2000x, Márévári-völgy, 3,6 m
5. *Stradneria crenulata* (Bramlett and Martini) 2000x, Hidasi-völgy, 64. réteg
6–7. *Micrantholithus obtusus* Stradner, 2000x, Hidasi-völgy, 64. réteg
8. *Micrantholithus hoschulzii* (Reinhardt), 2000x, Márévári-völgy, 5,8 m
9. *Braarudosphaera regularis* Black, 2000, Hidasi-völgy, 26. réteg
10–11. *Calcicalathina oblongata* (Worsely), 2000x, Hidasi-völgy, 64. réteg

III. tábla – Plate III

1. Vulkanoklasztban és mikrobioklasztban gazdagabb (alul), illetve szegényebb (felül) mikrorétegek érintkezése. Hidasi-völgy É-i oldalvölgye, 14. réteg. Vékonycsiszolat, 51X, nikolok nélkül.
Microlayers containing more (lower half) and less grains of volcanoclastic and bioclastic origin, respectively. Northern side valley of the Hidas Valley, layer 14. Thin section, 51X, without nicols.

2. Vulkanoklasztos, mikrobioklasztos mikrit wackestone echinoidea tüske keresztmetszetével, néhány calpionellával és „filamentummal", gyakori mikritesedett szemcsével. Hidasi-völgy É-i oldalvölgye, 61. réteg. Vékonycsiszolat, 51X, nikolok nélkül.
Microbioclastic wackestone with small volcanoclastic as well as frequent micritised grains of uncertain origin. Well recognizable bioclastic grains are represented by an echinoid spine, some Calpionella and a filament. Northern side valley of the Hidas Valley, layer 61. Thin section, 51X, without nicols.

IV. tábla – Plate IV

1. Aptychus részlete (a nagy, átlósan elhelyezkedő szemcse) és két echinodermata vázelem (a kép jobb felső sarkában) vulkanoklasztos, mikrobioklasztos mikritben. Hidasi-völgy É-i oldalvölgye, 65. réteg. Vékonycsiszolat, 51X, nikolok nélkül.
Detail of an Aptychus (big grain in oblique position) and two echinoderm plates (upper right corner of the picture) in volcanoclastic, microbioclastic micrite. Northern side valley of the Hidas Valley, layer 65. Thin section, 51X, without nicols.

2. Vulkanoklasztos, mikrobioklasztos mikrit wackestone néhány calpionellával, egy „filamentummal", valamint bizonytalan radiolariákkal. Hidasi-völgy É-i oldalvölgye, 29. réteg. Vékonycsiszolat, 106X, nikolok nélkül.
Volcanoclastic, microbioclastic wackestone with some Calpionella, a filament and vague radiolarians. Northern side valley of the Hidas Valley, layer 29. Thin section, 106X, without nicols.

V. tábla – Plate V

1. Vulkanoklasztos, szivacstűs-radiolariás mikrit wackestone általános szöveti képe. Hidasi-völgy É-i oldalvölgye, 27. réteg. Vékonycsiszolat, 51X, nikolok nélkül.
Photomicrograph illustrating spiculitic-radiolaria wackestone with very fine volcanoclasts. Northern side valley of the Hidas Valley, layer 27. Thin section, 51X, without nicols.

2. Telepes szervezet (szivacs?) töredéke (a kép felső részén látható nagyobb, világosabb szemcse) vulkanoklasztos, szivacstűs-radiolariás mikritben. Hidasi-völgy É-i oldalvölgye, 11. réteg Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Fragment of a colonial organism (a sponge?, the bigger and lighter grain in the upper part of the photo) in volcanoclastic spiculitic-radiolaria micrite. Northern side valley of the Hidas Valley, layer 11. Thin section, 41X, without nicols.

VI. tábla – Plate VI

1. Bioklasztos homokkő szöveti képe. A kőzet főleg vulkanoklaszt szemcsékből épül fel. A kép közepén egy nagyobb echinodermata vázelem is látható. Márévári strand, 10,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Photomicrograph illustrating bioclastic sandstone. The most frequent rock forming grain is volcanoclast. In the middle of the photo a bigger echinoderm plate can be seen. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 10.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

2. Gyéren bioklasztos, főleg vulkanoklaszt szemcsékből álló, többgenerációs karbonátos kötőanyagú homokkő általános szöveti képe. Márévári strand, 11,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Photomicrograph showing bioclastic sandstone consisting mainly of volcanoclasts. Note the scarcity of bioclasts and the multiple generations of carbonate cement. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 11.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

VII. tábla – Plate VII

1. Átkristályosodott rudista héjtöredék részlete Lithocodium bekérgezéssel. Márévári strand, 10,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Detail of a recrystallized rudist shell fragment, encrusted by Lithocodium. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 10.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

2. Közelebbről nem azosított mészalga vulkanoklasztos homokkőben. Márévári strand, 8,0 m. Vékonycsiszolat 51X, nikolok nélkül.
Unidentified calcareous alga in volcanoclastic sandstone. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 8.0 m. Thin section, 51X, without nicols.

VIII. tábla – Plate VIII

1. Korall vagy Stromatoporoidea teleptöredék részlete. Márévári strand, 11,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Fragment of a coral or Stromatoporoidea. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 11.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

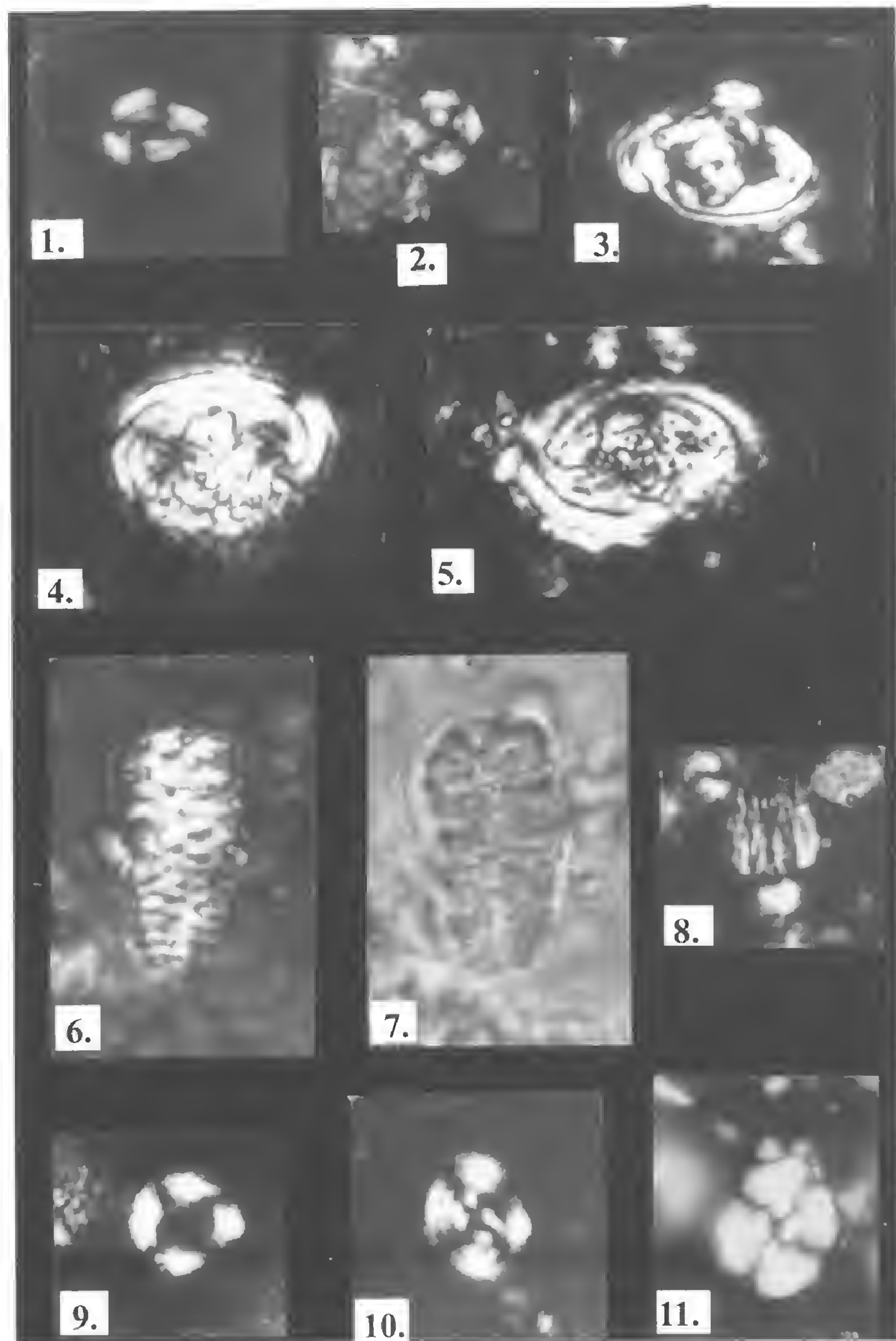
2. Általános szöveti kép koralltelep töredék részletével (a kép bal felét kitöltő nagy szemcse), vulkanoklaszt szemcsékkel (sötét), egy gastropodával és egy mikrites kérgezésű echinodermata vázelemmel (jobb alsó sarok). A kötőanyag mozaikos pát. Márévári strand, 11,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Photomicrograph showing detail of a coral fragment (big grain occupying the left half of the picture), volcanoclasts (dark grains), a gastropod and an echinoderm plate coated with micrite (lower right corner). The cement is mosaic sparite. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 11.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

IX. tábla – Plate IX

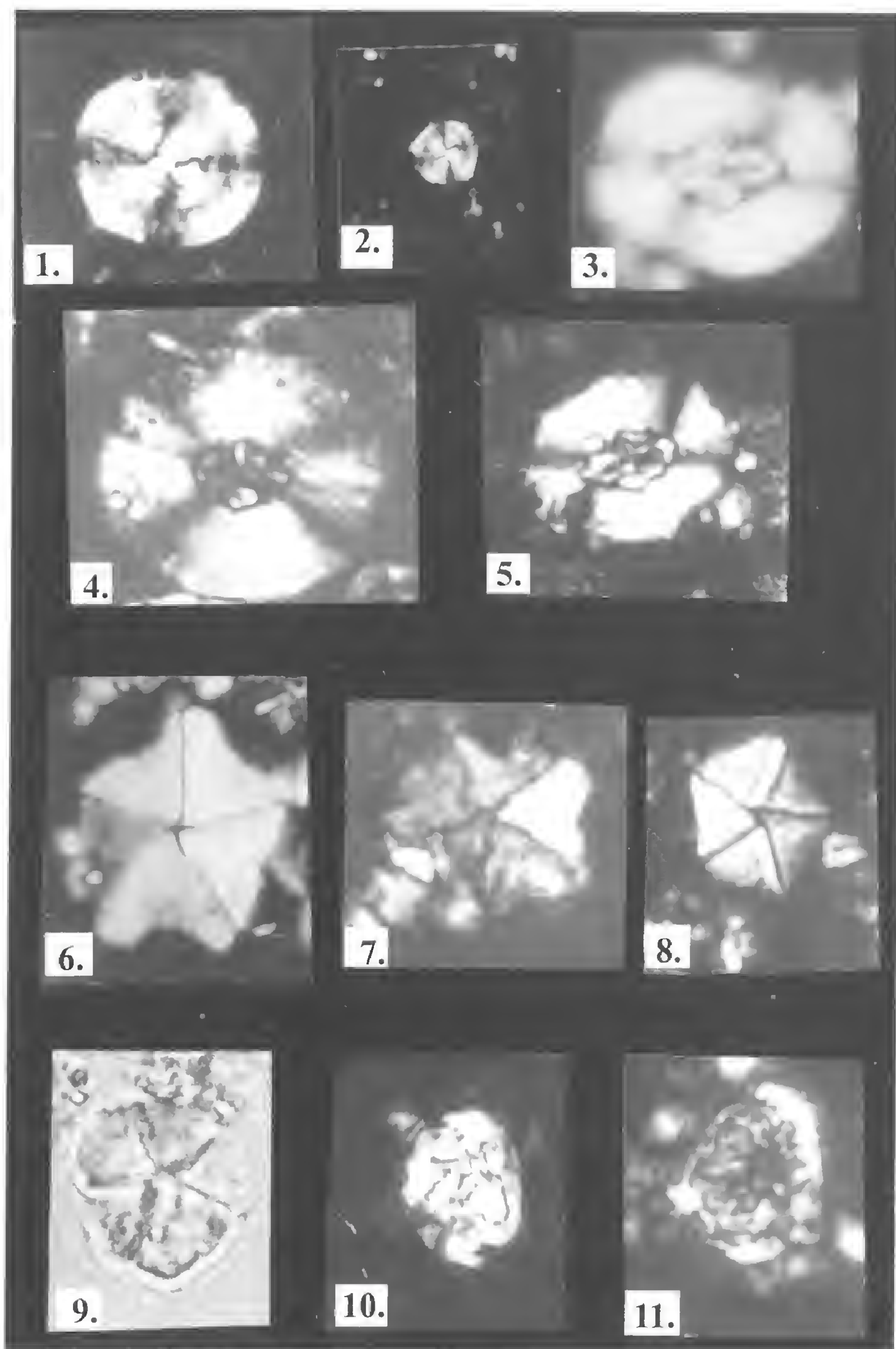
1. Marószervezetek nyomai mollusca vagy brachiopoda vázelemen vulkanoklasztos homokkőben. Márévári strand, 9,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Traces of corroding organisms in a molluscan or brachiopod shell fragment in the volcanoclastic sandstone. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 9.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

2. Hydrozoa (?) töredék (átlósan elhelyezkedő „pontozott" szemcse) vulkanoklasztos homokkőben. Márévári strand, 9,0 m. Vékonycsiszolat, 41X, nikolok nélkül.
Hydrozoan (?) fragment („punctate" grain in diagonal position) in the volcanoclastic sandstone. Artificial cutting behind the swimming pool, Márévár Valley, 9.0 m. Thin section, 41X, without nicols.

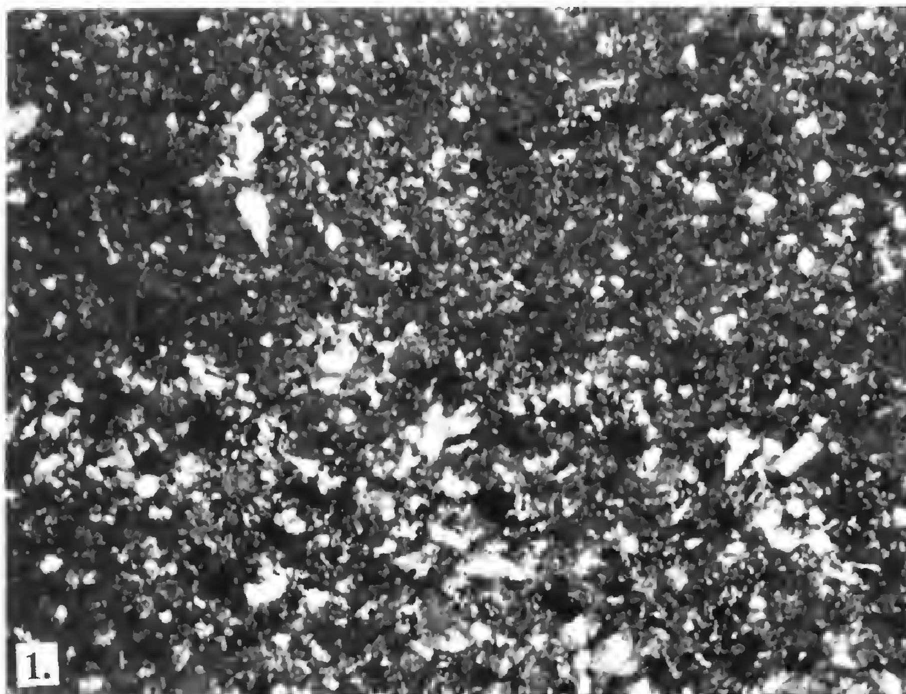
I. tábla – Plate I

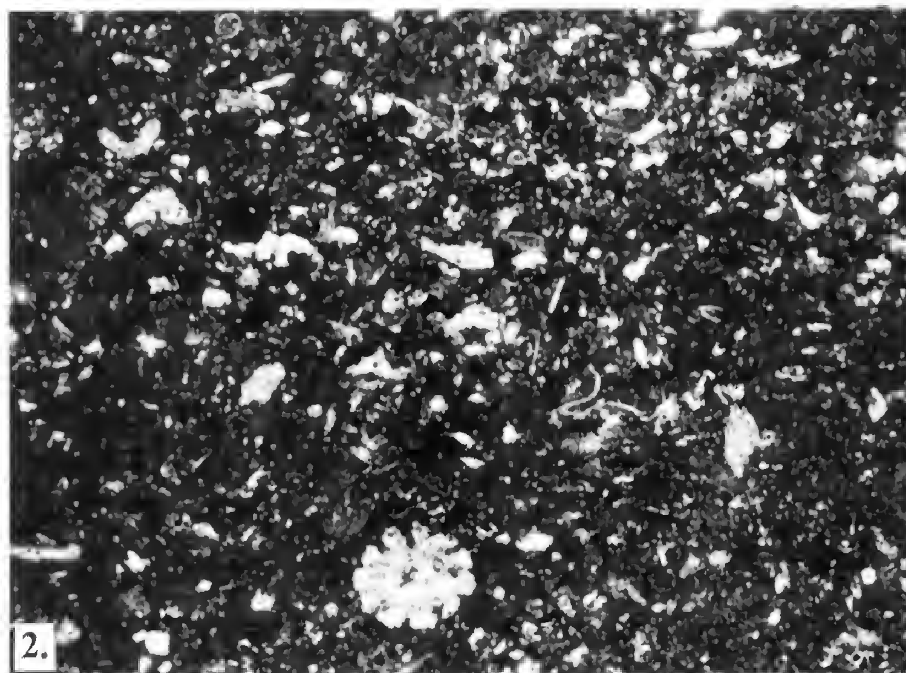


II. tábla – Plate II

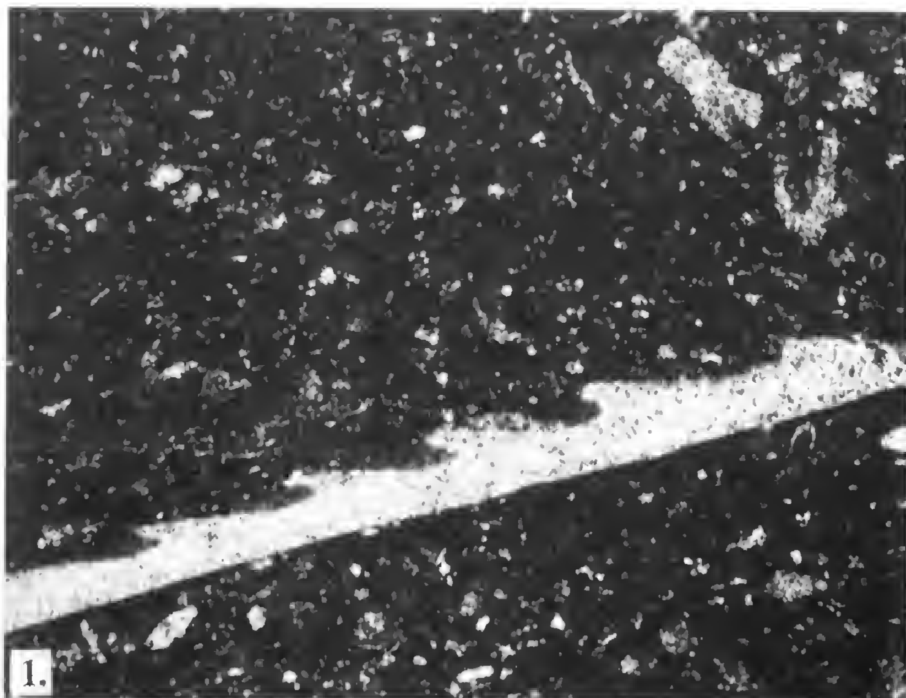


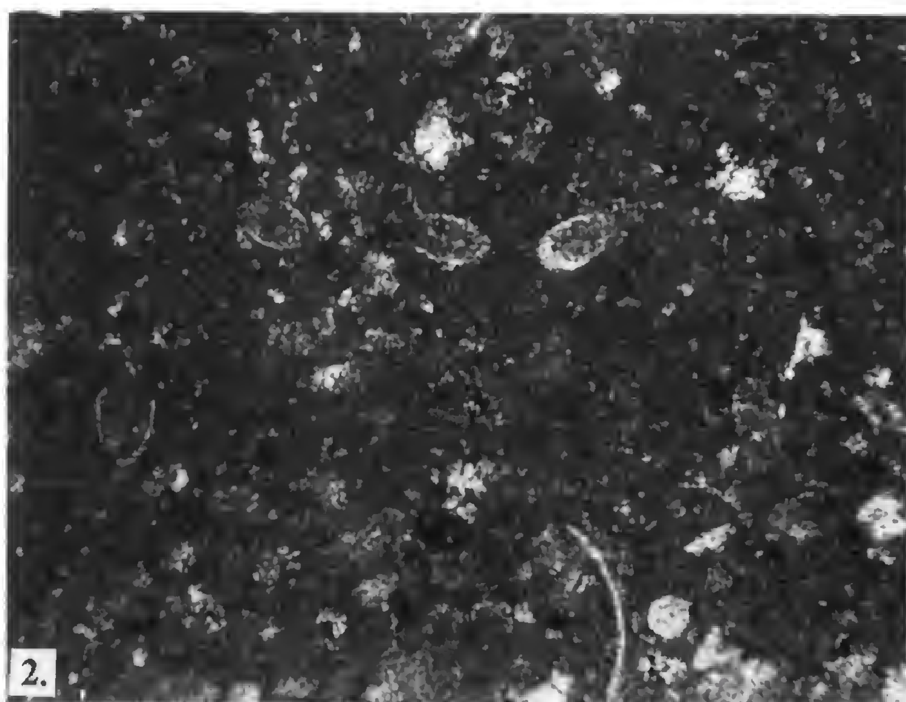
III. tábla – Plate III



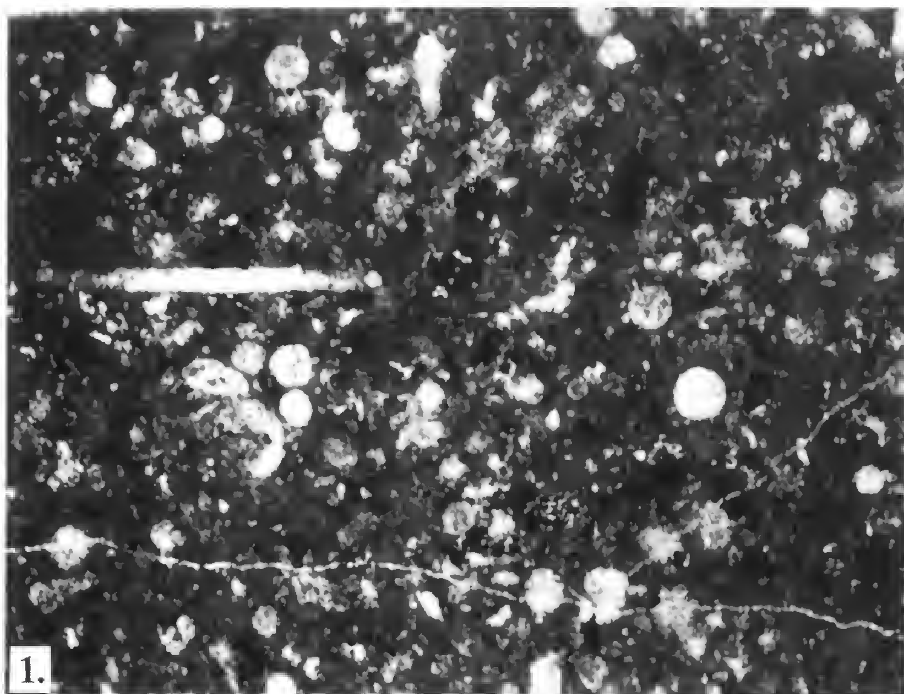


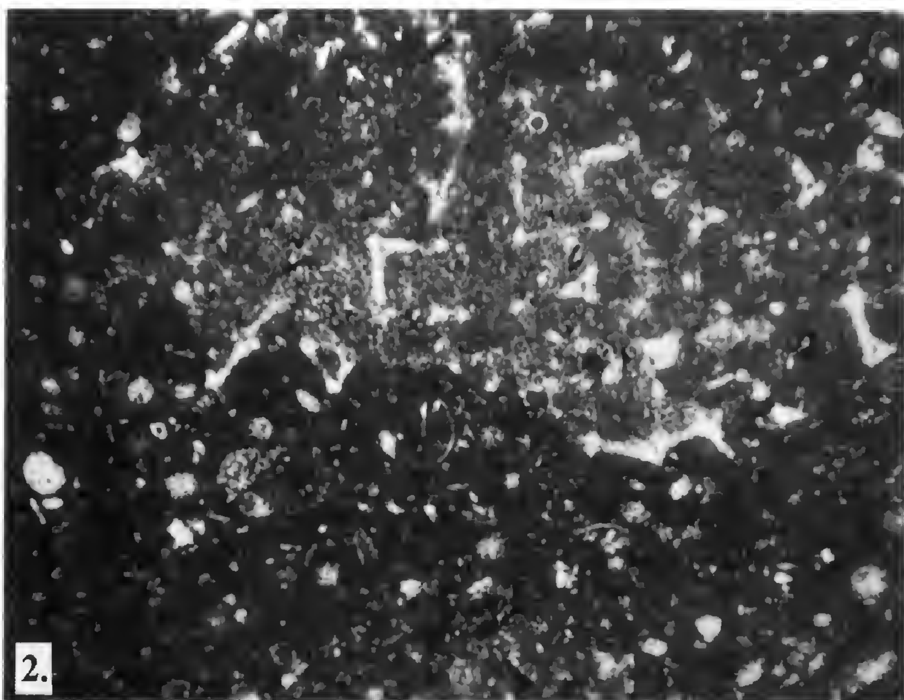
IV. tábla – Plate IV





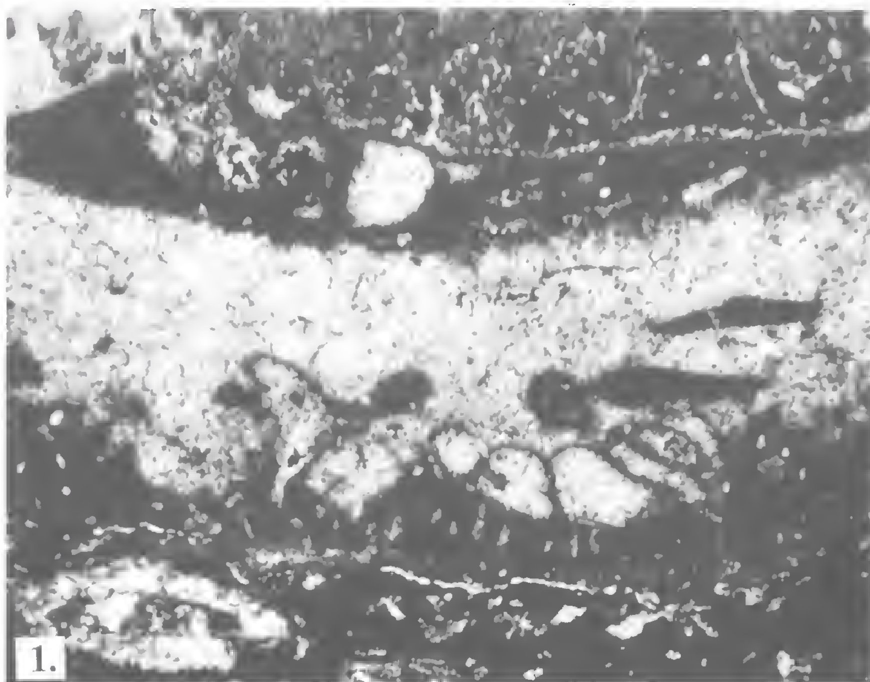
V. tábla – Plate V

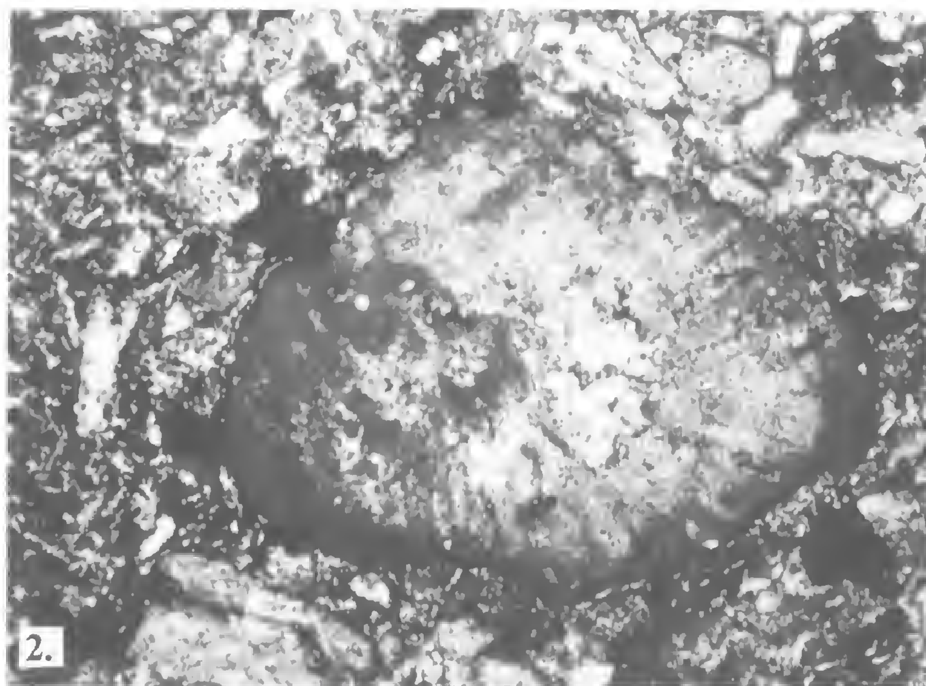




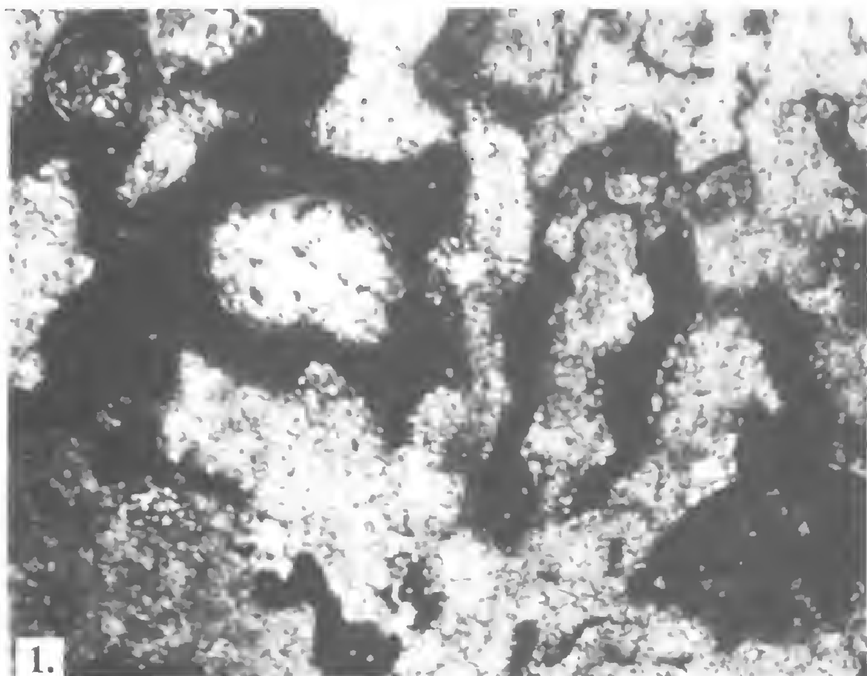
VI. tábla – Plate VI

VII. tábla – Plate VII

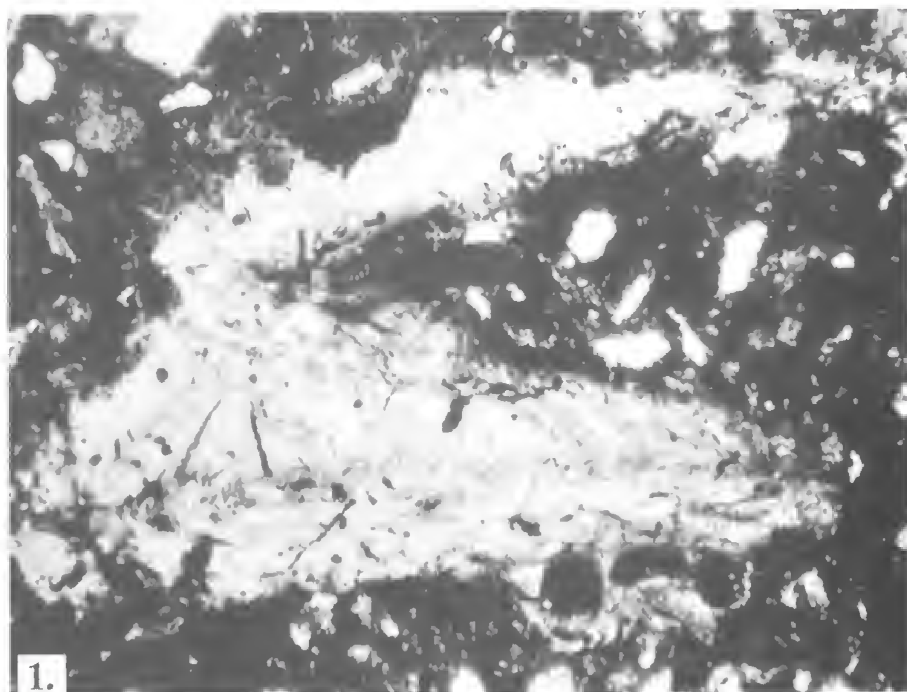


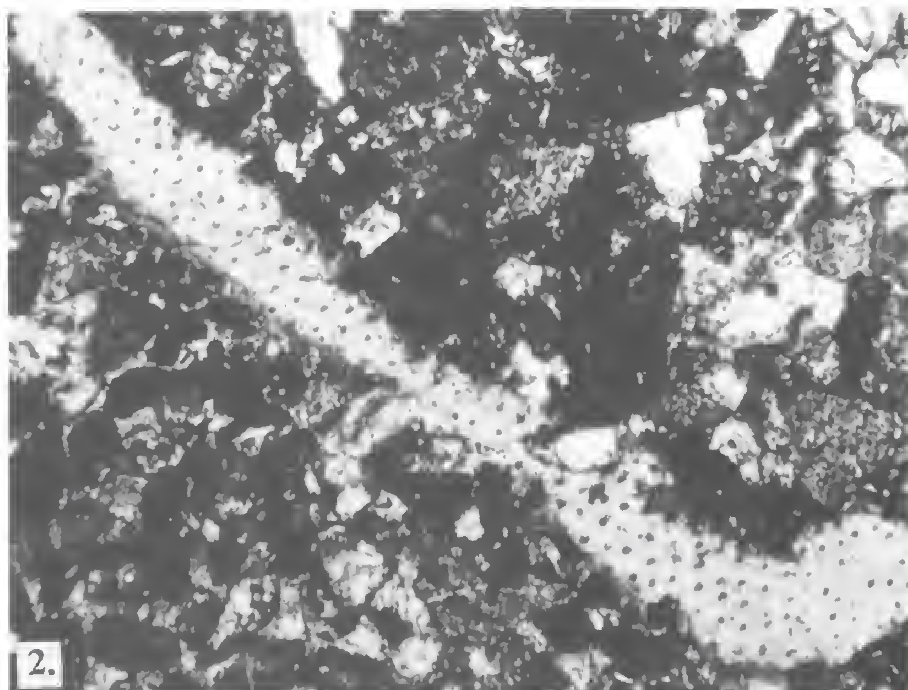


VIII. tábla – Plate VIII



IX. tábla – Plate IX





Földtani Közlöny 130/4, 725–758 (2000) Budapest

A „budaörsi platform" (felső-ladin–alsó-karni) előtéri lejtőfáciese Veszprém környékén. A Berekhegyi Mészkő hajmáskéri alapszelvényének vizsgálata

Upper Ladinian–Lower Carnian platform–slope facies in the Veszprém area, Transdanubian Range, Hungary

HAAS János[1] – BUDAI Tamás[2] – †DOSZTÁLY Lajos[2] –
ORAVECZNÉ SCHEFFER Anna[3] – TARDINÉ FILÁCZ Edit[1]

(17 ábra, 8 tábla)

Key words: platform foreslope, toe-of-slope facies, calciturbidite, microfacies, dolomitization, radiolarians, foraminifers, microproblematicum, Ladinian, Carnian, Transdanubian Range

Tárgyszavak: zátonyelőtéri lejtő, lejtőlábi környezet, kalciturbidit, mikrofácies, dolomitosodás, radiolária, foraminifera, mikroproblematikum, ladin, karni, Dunántúli-középhegység

Abstract

Sedimentological and biostratigraphical studies on the Hajmáskér key-section of the Berekhegy Limestone Member of the Füred Limestone Formation are discussed in the paper. These studies reveal that the thin-bedded limestone and dolomitised limestone succession was deposited at the toe of a low-angle platform foreslope, or on the slope apron, via gravitational redeposition from the marginal "microproblematicum" algae-sponge build-ups of the "Budaörs Platform". The platform at the top of the slope may be assigned to the Wetterstein-type rimmed platforms. In the Budaörs Dolomite Formation, only the dasycladacean inner platform and the peritidal algal mat facies of this platform were known earlier; evidence for the reef facies was not available. Based on ammonoids and radiolarians in the underlying beds, and poor radiolarian and rich foraminifera assemblage within the member in the studied section, the age of the Berekhegy Limestone can be shown to be late Longobardian–early Julian.

Manuscript received: 14 11 1999

Összefoglalás

A cikk a Füredi Mészkő Formáció Berekhegyi Mészkő Tagozatának hajmáskéri alapszelvényén végzett szedimentológiai és biosztratigráfiai vizsgálatok eredményeit foglalja össze. A vizsgálatok szerint a vékonyréteges mészkő illetve dolomitosodott mészkő, kis hajlásszögű platformelőtéri lejtő lábánál, a lejtőlábi törmelékpaláston felhalmozódott, gravitációsan átülepített üledék, melynek anyaga a „budaörsi platform" peremén kialakult, főként a „mikroproblematikum" csoportba sorolt algákból és mésszivacsokból álló zátonyokról származik. A lejtőhöz kapcsolódó platform a

[1] MTA Geológiai Kutatócsoport, Eötvös Loránd Tudományegyetem, 1088 Budapest, Múzeum körút 4/a.

[2] Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

[3] 1021 Budapest, Hűvösvölgyi út 74.

wettersteini-típusú zátonyperemes platformok közé sorolható, melynek korábban csak Dasycladaceae-s, szubtidális belső platform és algaszőnyeges, árapálysíksági fáciesei voltak ismertek a Dunántúli-középhegységben a Budaörsi Dolomitból. A Berekhegyi Mészkő kora a vizsgált szelvény fekü rétegeiben talált ammonitesek és radioláriák, továbbá a tagozat rétegeiből előkerült szegényes radiolária- és gazdag foraminifera-fauna alapján késő-longobard–kora-juli.

Bevezetés

A Dunántúli-középhegység területén a középső-triász elején kialakult karbonátos rámpa a pelsoi riftesedés eredményeként tektonikusan széttagolódott (Budai & Vörös 1992, 1993). A viszonylag kiemelt helyzetben maradt blokkokon platformok, közöttük árkok, mélyebb medencék alakultak ki (Vörös et al. 1997). A medencékben hemipelágikus mészkő képződött (Felsőörsi Mészkő), melybe a vulkáni tevékenység megindulását jelezve vékony tufasávok, majd a ladinban vastagabb tufarétegek iktatódtak be (Buchensteini Formáció). A kiemelt helyzetben maradt anisusi platformok (a Tagyoni illetve a Megyehegyi Formáció) felett, bár azoknál nagyobb területen, a ladinban is kabonátos platformok alakultak ki (Budaörsi Dolomit), amelyek a relatív tengerszintemelkedés megtorpanása idején a medencék felé terjeszkedtek (progradáltak), míg a transzgressziós szakaszokban területük lecsökkent (Budai & Haas 1997). A karni kezdetén a vulkáni tufák lerakódása megszűnt, de a pelágikus mészkőképződés a medencékben tovább folytatódott. Ezt a jellegzetes vékonyréteges, szürke mészkövet sorolják a Füredi Mészkő Formációba és – a jelenlegi értelmezés szerint – ennek peremi, a platformok előterében képződött kifejlődését nevezik Berekhegyi Mészkő Tagozatnak. A Berekhegyi Mészkő kitűnően tanulmányozható rétegsorát tárja fel Hajmáskér közelében, a 8. műút É-i oldalán lévő kis kőfejtő, melynek alapszelvényként való kijelölésére Szabó Imre tett javaslatot, aki a szelvény rövid leírását is elkészítette (Szabó 1990).

Az elmúlt években elsősorban a terület szekvencia-sztratigráfiai elemzése irányította a szerzők figyelmét a medencék és platformok határövezetében képződött lejtőüledékekre, mivel ezek értékes információkkal szolgálhatnak a tengerszintváltozásokhoz kötődő folyamatokról. A szelvény részletes felvétele, szedimentológiai és ősléntani vizsgálata igazolta a viszonylag kis vastagságú rétegsor jelentőségét a platformok és a medencék kapcsolatának értelmezését illetően, hiszen a medencefáciestől kezdve a lejtőlábi fáciesen át, egészen a kiépülő platformig terjedő vizsgálatok alapján a platform előrenyomulásának teljes folyamata rekonstruálhatóvá vált. Ilyen progradációs sor – hazai feltártsági viszonyaink mellett – ritka, és eddig sehol nem dokumentált. A vékonycsiszolatos vizsgálatokkal rendkívül fontos információkat nyertünk az egykori lejtőhöz kapcsolódó platformok jellegéről, élővilágáról is. A késő-ladin–kora-karni platformokról, a zátonyok élővilágáról ugyanis eddig nagyon keveset tudtunk a platformkarbonátok teljes dolomitosodása miatt. Ezek az eredmények indokolják, hogy a szelvény vizsgálatának eredményeiről külön közleményben adjunk számot.

Kutatási előzmények

A „berekhegyi mészkő" önálló rétegtani egységként történő bevezetése LACZKÓ (1911) nevéhez fűződik. *„A tridentinus mész fedőjében a Böckh-féle füredi mész világos és kevésbbé szaruköves padjai következnek, a melyeken azután az Őrhegy északkeleti nyúlványán talált csengő brachiopodás mészkőlapok, a berekhegyi meszek következnek"* (pp. 47–48). Leírása szerint a világosszürke, vékonyrétegzett, *„kissé szaruköves"*, *„ripacsos" „berekhegyi pala"* a vele *„petrográfiai rokonságot"* mutató pados füredi mészkőből fejlődik ki *„a rétegek megvékonyodása s a márgatartalom megszaporodása által"* (p. 48). Jellemző ősmaradványai között brachiopoda és echinoidea maradványokat említett. A fedőben konkordánsan települő dolomitot feltételesen a „raibli" dolomitokhoz sorolta (p. 48), abban „csöves algakimállásokat" említett (p. 60). A „berekhegyi mészkő" területi elterjedése LACZKÓ szerint a Litéri-vonaltól északra lévő pikkelyben a sólyi Jáksomától DNY felé, az Őrhegy–Berek-hegy vonulatában a sólyi fenyvesig követhető (p. 47, 60), míg a veszprémi törés északi oldalán Kádártától ÉK felé, a Hamarászó-völgyig nyomozható (p. 66).

A „berekhegyi mészkő" rétegtani besorolása a későbbi kutatások során lényegesen nem változott, a szerzők többsége (már aki egyáltalán elkülönítette) a „füredi mészkő" fölött önálló egységként vagy annak felső szakaszaként értelmezte. A felső-ladin–alsó-karni litosztratigráfiai egységek definíciójának, laterális elterjedésének és egymáshoz viszonyított kapcsolatának megítélése tekintetében a következő néhány fontosabb megállapításra kívánjuk felhívni a figyelmet:

– A Balaton-felvidéken BÖCKH (1872, pp. 95–96) által definiált „füredi mészkő" – a szerző eredeti leírása szerint – nincs kifejlődve a Litéri-vonaltól É-ra lévő pikkelyben és a déli pikkelyben a Megye-hegytől ÉK-re, ti. a Veszprémi-fennsíkon (p. 94, 96, 101, 123).

– LÓCZY (1913) részletesen ismertette az általa szűkebben értelmezett felső-ladin „füredi mészkő" (pp. 120–123) és a fedőjében települő alsó-karni márgaközös mészkő (pp. 124–167) litológiai felépítését és települési helyzetét kifejlődési területenként (ez a kettő együtt felel meg a BÖCKH-féle és a mai értelmezés szerinti Füredi Mészkőnek), a „berekhegyi mészkő" elnevezést azonban egyetlen egyszer sem használta. Felhívta ugyanakkor a figyelmet arra, hogy a felsőörsi Forrás-hegy szelvényében a vörös „tridentinuszos mészkő" és az alsó-karni dolomit között települő világosszürke mészkövet korábban tévesen sorolták a „füredi mészkőhöz", az valójában a „tridentinuszos mészkő" felső szakaszát alkotja.

– SZABÓ (1978) a Berekhegyi mészkő jellemzésénél LACZKÓ (1911) leírását vette alapul.

– RAINCSÁK (in DETRE et al. 1979, PEREGI & RAINCSÁK 1983) megállapítása szerint Kádárta környékén sem a „berekhegyi", sem a „füredi mészkő" nincs kifejlődve, az alsó-karni dolomit (=Budaörsi Dolomit F.) közvetlenül a tufás–márgás felső-ladin rétegsor (=Buchensteini F.) fölött települ.

– SZABÓ (in BENCE et al. 1987, pp. 41–42) részletes leírásában a „berekhegyi mészkövet" a Füredi Mészkő Formációba sorolta Hajmáskér és Sóly térségében, és a felső-ladin (feltételesen alsó-karni) emeletbe helyezte.

– BUDAI (1988, pp. 58–70) és BUDAI & DOSZTÁLY (1990, p. 64, 68, és 1. táblázat) újabb biosztratigráfiai adatok alapján az alsó-karniba sorolta a Füredi Mészkő Formációt, és annak márgaközös-táblás felső szakaszát azonosította (tagozatként elkülönítve) a Berekhegyi Mészkővel.

– SZABÓ (1990) a Berekhegyi Mészkövet önálló formációként írta le a képződmény általa javasolt alapszelvényében. A 8-as műút bevágásától a kőfejtőig ábrázolt szelvény és a mellékelt szöveg között azonban több ellentmondás mutatkozik, pl. a szelvény kb. 1 m vastag Füredi Mészkövet (felső-ladin) ábrázol a Nemesvámosi Formáció (középső-ladin) és a Berekhegyi Mészkő (felső-ladin–alsó-karni) között, a leírás szerint azonban a Berekhegyi Mészkő közvetlenül a Nemesvámosi Mészkőre települ.

– CSILLAG (1991), később HAAS (1993) a Budaörsi Dolomit ladin–alsó-karni progradációs nyelvét Kádártai Dolomit Tagozat néven javasolta elkülöníteni.

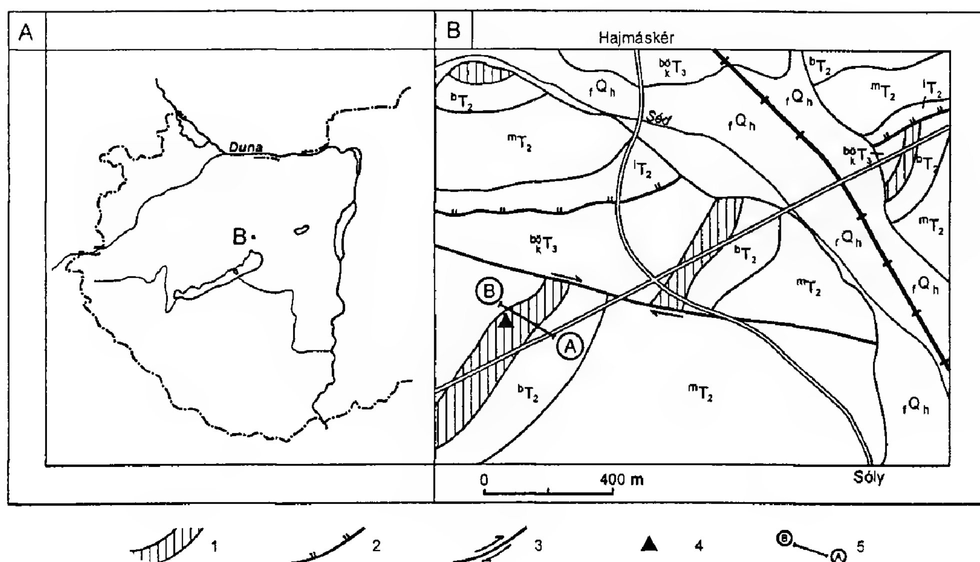
– BUDAI (1993, pp. 56–58) a Füredi Mészkő Formáció jellemzésénél már említette a Berekhegyi Tagozat „medenceperemi jellegeit" Sóly és Hajmáskér környékén, és az abban található allodapikus karbonát-törmeléket a közeli platformról származtatta. A később született szekvencia sztratigráfiai elemzések szerint (BUDAI & HAAS 1997, pp. 326–327, valamint HAAS & BUDAI 1997, p. 18) a Berekhegyi Mészkő gradált, allodapikus mészkő és márga váltakozásából álló rétegsora a „budaörsi platform" ladin végi progradálásának kezdetét jelző, periplatform üledék (HST).

A fentiekben felsorolt korábbi és újabb megfigyeléseket összegezve a következők szerint határozhatjuk meg a Berekhegyi Mészkő Tagozatot, mint önálló litosztratigráfiai egységet. A Berekhegyi Mészkő a Déli-Bakony felső-ladin és alsó-karni medenceüledékeinek platformközeli fáciese. Fokozatosan fejlődik ki a fekü Buchensteini Formáció Nemesvámosi Tagozatának felső, világosszürke változatából, míg a fedő Budaörsi Dolomit viszonylag hirtelen váltja fel. Vékonyrétegzett, világosszürke mészkő és sötétszürke márga ciklusos váltakozása alkotja. A mészkőrétegek gyakran gradáltak, felszínük általában egyenetlen. Az alsó, többnyire bioturbált réteglapokon a durva, karbonátanyagú lito- és bioklasztok kipreperálódnak, gyakoriak az 1-2 cm átmérőjű féregjáratok. A felső, márgás réteglapokon elvétve ammonites lenyomatok, szenesedett növény-maradványok fordulnak elő.

A Berekhegyi Mészkő típusterülete a Veszprémi-fennsík, ahol felszínen Sóly és Hajmáskér környékén ismert a 8-as műút bevágásaiban és a környező kőfejtőkben. Vastagsága 6–10 méter. Elterjedési területétől ÉK-re és DNY-ra a Budaörsi Dolomit közvetlenül települ a Buchensteini Formáció (gyakran dolomitosodott) Nemesvámosi Tagozatára.

A vizsgált szelvény helyzete és litosztratigráfiai besorolása

A vizsgált szelvény Hajmáskértől D-re 2 km-re, a 8-as műút és a Hajmáskér felé vezető bekötőút kereszteződésétől Ny felé kb. 500 m-re található, egy idő-szakosan művelt kőfejtőben. A szelvény helyét és földtani környezetét az *1. ábra* mutatja. A 2. *ábrán* a szelvény rétegtani helyzetét mutatjuk be a 8-as út bevágása



1. *ábra*. A vizsgált szelvény földrajzi helyzete és földtani környezete. Jelmagyarázat: 1. Berekhegyi Mészkő; 2. feltolódás; 3. horizontális vető; 4. a vizsgált rétegsor helye; 5. a 2. *ábrán* bemutatott szelvény nyomvonala. Rövidítések: $^{i}T_2$ – Iszkahegyi Mészkő; $^{m}T_2$ – Megyehegyi Dolomit; $^{b}T_2$ – Buchensteini Formáció; $^{bö}{}_{k}T_3$ – Budaörsi Dolomit, Kádártai Tagozat; $^{f}Q_h$ – alluvium

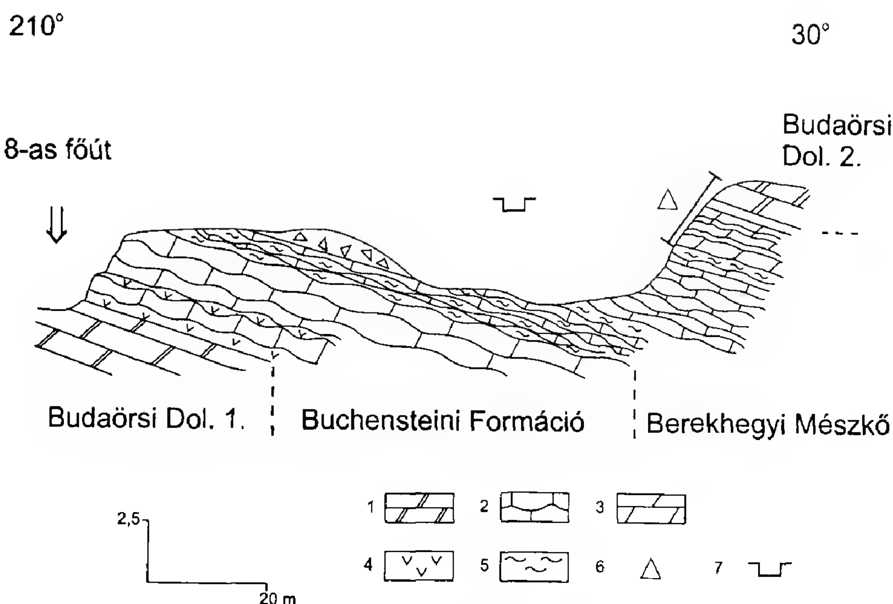
Fig. 1 Location and geological setting of the studied section. Legend: 1 Berekhegy Limestone; 2 overthust; 3 stike-slip fault; 4 location of the studied succession; 5 location of section presented in Fig. 2. Abbreviations: $^{i}T_2$ *– Iszkahegy Limestone;* $^{m}T_2$ *– Megyehegy Dolomite;* $^{b}T_2$ *– Buchenstein Formation;* $^{bö}{}_{k}T_3$ *– Budaörs Dolomite, Kádárta Member;* $^{f}Q_h$ *– alluvial deposits*

és a kőfejtő között szerkesztett szevényen, melynek nyomvonalát az *1. ábrán* tüntettük fel.

A kőfejtőben feltárt rétegsor (*3. ábra*) legalsó szakasza néhány deciméteres tufa- és tufit-betelepüléseket tartalmazó, szürke, gumós, helyenként kovás mészkő. A rétegsornak ez a szakasza a Buchensteini Formáció, Nemesvámosi Tagozatába sorolható (*2. ábra*).

Erre települ az a mintegy 6 m vastagságú, vékonyréteges, barnásszürke mészkő, illetve felsőbb részén dolomit rétegsor, melyet a Berekhegyi Mészkő Tagozatba sorolunk (*2. ábra*). Munkánk elsősorban e rétegek vizsgálatára irányult. A rétegsor alsó, mészkő összetételű szakasza 10–15 cm vastag, allodapikus mészkő rétegekből épül fel. A rétegek oszályozott rétegzettsége (gradáció) makroszkóposan is jól látható. A rétegsor felső, mintegy 3 m-es szakasza dolomit összetételű, de kőzetszerkezetét és szövetét illetően a mészkő szakaszhoz hasonló jellegeket mutat.

A vékonyréteges szakasz fölött vastagpados dolomit jelenik meg, amit a Budaörsi Dolomit Formációba sorolhatunk be (*2. ábra*).



2. *ábra* A vizsgált rétegsor rétegtani helyzetét bemutató dőlésirányú szelvény (HAAS & BUDAI 1997 alapján). Jelmagyarázat: 1. vastagpados dolomit; 2. gumós, vékonyréteges mészkő; 3. vékonyréteges dolomit; 4. tufa, tufit; 5. márga; 6. a vizsgált rétegsor helye; 7. kőfejtő

Fig. 2 Dip section showing stratigraphic setting of the studied succession (location of the section is in Fig. 1). Legend: 1 thick-bedded dolomite; 2 nodular, thin-bedded limestone; 3 thin-bedded dolomite; 4 tuff, tuffite; 5 marl; 6 location of the studied succession; 7 quarry

A rétegsor litológiai- és mikrofácies-jellegei

A vizsgált szelvény litológiai jellegeit a *4. ábra* mutatja. A 6 m vastagságú rétegsor alsó 3 m-es szakaszát (1–34. réteg) vékonyréteges, világos barnásszürke mészkő építi fel és 10 cm vastagságú márgabetelepülés zárja. E fölött (35–53. réteg) világosszürke közepes rétegvastagságú és vékonyréteges dolomit, meszes dolomit következik, melynek kőzetszerkezeti jellegei azonban nem térnek el jelentősen az alsó szakaszétól. E szakasz felett egyenetlen réteghatárral vastagpados, likacsos dolomit települ, melyet a kőfejtő 2–2,5 m vastagságban tár fel.

Az alsó szakaszt felépítő rétegeket hullámos, agyagos rétegfelszínek választják el egymástól. Esetenként világosan látható, hogy eróziós felszínekről van szó, csatorna-szerű bemélyedésekkel, melyeket olykor apró kavics méretű litoklasztokat is tartalmazó kalkarenit grainstone tölt ki. Egyes rétegekben szabad szemmel is megfigyelhető a gradáció, a grainstone felett finomabb kalkarenites packstone–wackestone, majd a réteg tetején agyagos mudstone–wackestone jelenik meg (*5. ábra*).

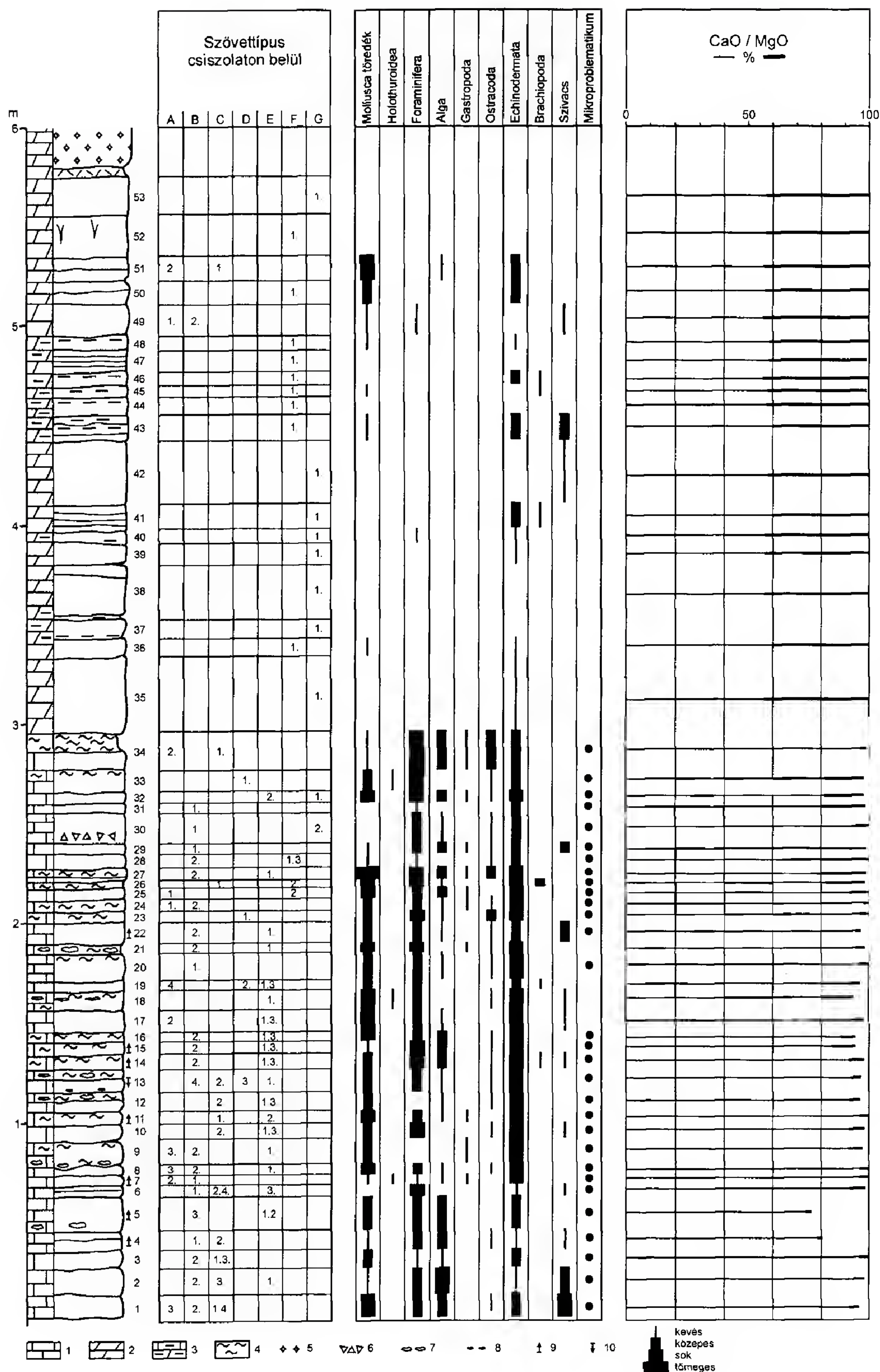
A kőzetminták oldási maradékának vizsgálata szerint a rétegsor alsó 22 rétege kovásodott váztöredékekben gazdag. Egyes mintákban víztiszta, alig koptatott kvarc kristályokat figyeltünk meg, melyek valószínűleg vulkáni eredetűek.

3. *ábra* A Berekhegyi Tagozat rétegei a vizsgált kőfejtőben (fotó: Lénárd T.)

Fig. 3 Layers of the Berekhegy Member in the studied quarry

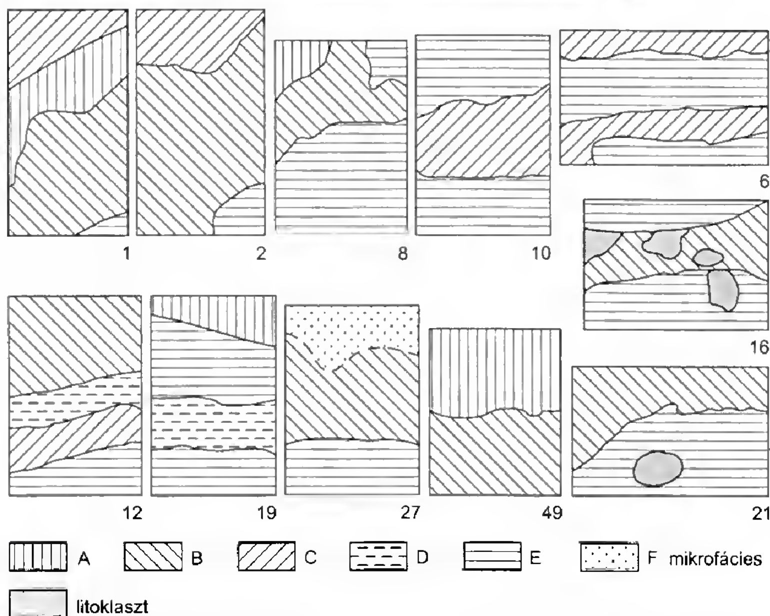
A vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint az egyes rétegek centiméteres, vagy csupán néhány milliméteres, sajátos mikrofáciessel jellemezhető mikrorétegekből épülnek fel, melyeket gyakran eróziós felszínek választanak el egymástól. Ezt szemléltetik a *6. ábrán* bemutatott rajzok, melyeket közvetlenül a vékonycsiszolatokról készítettünk, eredetileg fóliára. Mivel tehát az egyes rétegek általában nem jellemezhetők egyetlen mikrofácies típussal, a mikrofáciesek táblázatos dokumentálását úgy oldottuk meg, hogy a réteget reprezentáló orientált csiszolatban elkülönített mikrorétegek típusa mellett (betűk jelölik a táblázat fejlécében), a mikrorétegek sorrendjét (alulról felfelé növekvő sorszámokkal) is megadtuk (*4. ábra*).

A csiszolatos vizsgálatok alapján a következő mikrofácies-típusokat különítettük el:


Szövettípus csiszolaton belül
A B C D E F G
Mollusca töredék
Holothuroidea
Foraminifera
Alga
Gastropoda
Ostracoda
Echinodermata
Brachiopoda
Szivacs
Mikroproblematikum
CaO / MgO
%
0 50 100
m
kevés
közepes
sok
tömeges

5. *ábra* Allodapikus mészkő rétegek. Az alsó réteg alsó részén a bioklasztos durva kalkarenitben finom rudit méretű litoklasztok is megfigyelhetők. A mérce hossza 4 cm

Fig. 5 Allodapic limestone layers. In the basal part of the lower layer fine lithoclasts are visible in coarse bioclastic calcarenite. Length of scale-bar is 4 cm



6. *ábra* Példák a mikrofácies típusok vékonycsiszolatokban megfigyelt kapcsolatára. A számok a rétegek számát mutatják, melyekből a csiszolat készült

Fig. 6 Examples for relations of the microfacies types in thin-sections. Numbers show the number of layers where the samples were taken from

← 4. *ábra* A vizsgált rétegsor litológiai jelegei, szöveti típusok (A–G, leírásuk a szövegben), bioklaszt típusok, CaO/MgO tartalom. Jelmagyarázat: 1. mészkő; 2. dolomit; 3. agyagos mészkő és dolomit; 4. márga; 5. likacsok; 6. breccsa; 7. mészkő gumó; 8. tűzkő gumó; 9. normál gradáció; 10. fordított gradáció

Fig. 4 Lithology of the studied succession, texture-types (A–G, descriptions in the text), types of bioclasts, CaO/MgO content. Legend: 1 limestone; 2 dolomite; 3 argillaceous liemstone/dolomite; 4 marl, 5 vugs; 6 breccia; 7 limestone nodules; 8 chert nodules; 9 grading; 10 reverse grading

A-típus: bio- és litoklasztos wackestone (*7. ábra*). Mikrit, mikropátit mátrixban arenit, olykor finom rudit méretű bio- és litoklasztok. Jellemző bioklaszt elemek: mollusca héjtöredék, echinodermata váztöredék, ostracoda teknő, valamint mikrobiális bekérgezések töredéke.

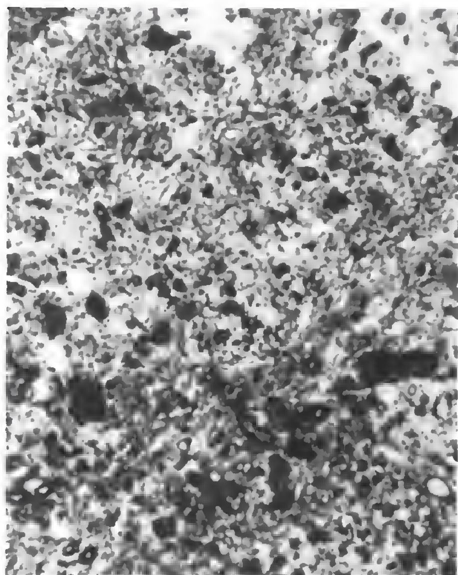
B-típus: litoklasztos grainstone (*8. ábra*). Finom arenittől finom ruditig terjedő méretű lito- és bioklasztokat, olykor mikrobiális kéreggel körülvett összetett szemcséket tartmaz. A litoklasztok különböző szöveti típusokat képviselnek, melyek uralkodóan platformról származtathatók, gyakran telepes és bekérgező szervezetek töredékeit tartalmazzák. Jellemző bioklasztok: „mikroproblematikumok", mésszivacs töredék, zöldalga töredék, mollusca héjtöredék, echinodermata váztöredék, koprolit.

C-típus: bioklasztos, peloidos középszemcsés kalkarenit, grainstone (*9. ábra*). Apró litoklasztokat is tartalmazhat. A peloidok részben mikrobiális bekérgezések töredékei. Jellemző bioklasztok: echinodermata vázelemek, kagyló héjtöredékek, csigák, Tubiphytes-ek, valamint kevés szivacstű és vékonyhéjú kagyló töredék (filamentum).

D-típus: Peloidos finom kalkarenit, grainstone (*10. ábra*). A peloidok részben mikrobiális bekérgezések töredékei, apró Tubiphytes csomók. Olykor vékonyhéjú kagylók (filamentumok) töredékei is előfordulnak.

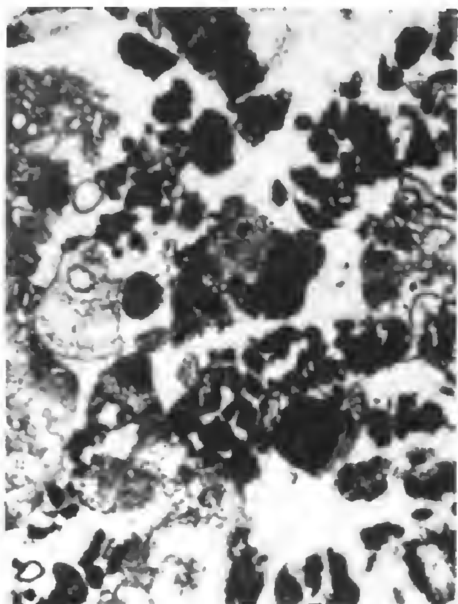
E-típus: Filamentumos, peloidos wackestone (*11.* és *12. ábra*). Általában közepes vagy nagy mennyiségű filamentum töredéket tartalmaz. Ritkán radiolária utáni moldok is megfigyelhetők e típusban.

A részleges, szelektív, olykor csak egyes mikrorétegeket érintő dolomi-



7. ábra A platformról származó apró, bekérgezett szemcséket tartalmazó bioklasztos wackestone A mikrofácies-típus. 1. sz réteg. N=13x

Fig. 7 Bioclastic wackestone containing coated grains of platform origin. Microfacies type A. Layer No. 1 M=13x



8. ábra Litoklasztos, bioklasztos grainstone. B típusú mikrofácies. 5. sz. réteg. N=13x

Fig. 8 Lithoclastic, bioclastic grainstone. Microfacies type B. Layer No. 5 M=13x

tosodás már az alsó szakasz felsőbb részén megjelenik (a 25. rétegtől felfelé, lásd *12. ábra*).

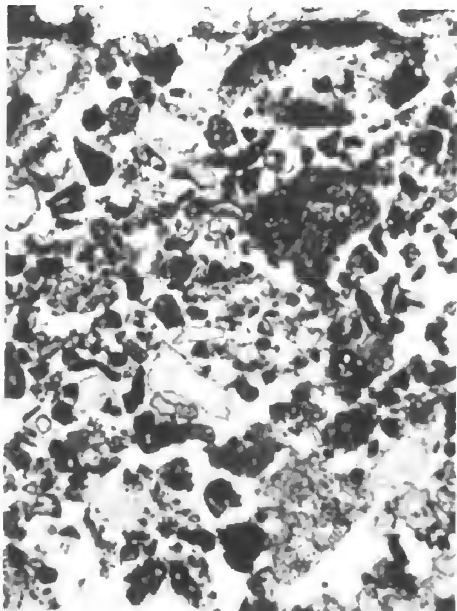
A szelvény felső szakaszának alsóbb részén (35–48. réteg) a dolomitosodás az eredeti szöveti jellegeket szinte teljesen eltüntette. Itt a jellemző szövet a finomkristályos, homogén, többnyire idiotópos dolopátit (G-típus). A dolomitkristályok belseje barnás, zárványos. Megjegyzést érdemel, hogy a rétegsornak e szakaszán jelennek meg a legvastagabb (25–30 cm) rétegek. Ez arra utal, hogy a dolomitosodás előtti szövet is eltérő lehetett a szelvény alsó részén ismert típusoktól.

A felső szakasz felsőbb részén a dolomitosodás többnyire nem tüntette el teljesen az eredeti szöveti elemeket, és a rétegen belüli mikrorétegzettség is felismerhető (F-típus, lásd *13. ábra*). Több esetben az eredeti kőzettípus is megállapítható volt, az A-, B- és C-mikrofácies-típust lehetett azonosítani.

A vékonyréteges szakaszra települő vastagpados dolomit eredeti szövete nem állapítható meg egyértelműen, annyi azonban látszik, hogy jórészt nagyobb méretű, biogén alkotóelemekből állhatott.

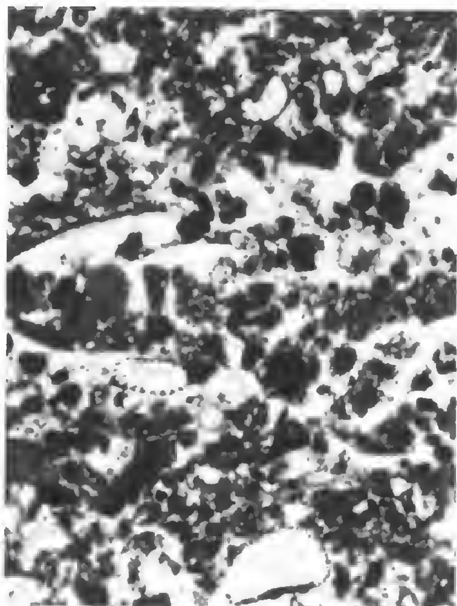
Ősmaradványok

A kőfejtőben feltárt Berekhegyi Mészkő makrofosszíliákban szegény. Az allodapikus mészkő-rétegek felső részén brachiopoda teknőket és ammonites töredékeket figyeltünk meg. Az oldási maradékból is rendkívül kevés ősmaradvány került elő, azok is csupán a mészkő szakaszból (*4. ábra*). Elsősorban echinodermata töredékek, brachiopodák (egy- és kétteknős példányok), ammonites, csiga és kagyló kőbelek valamint limonitosodott radio-



9. ábra Bioklasztos, peloidos grainstone. C típusú mikrofácies. 10. sz. réteg. N=13x

Fig. 9 Bioclastic, peloidal grainstone. Microfacies type C. layer No. 10 M=13x



10. ábra Peloidos, bioklasztos grainstone. D típusú mikrofácies. 13. sz. réteg. N=25x

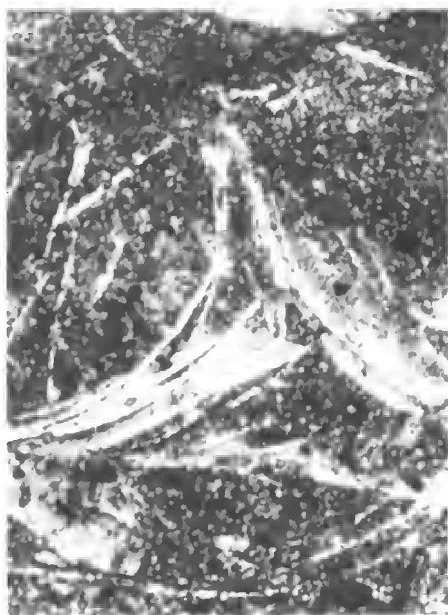
Fig. 10 Peloidal, bioclastic grainstone. Microfacies type D. Layer No. 13 M=25x

láriák említhetők. A radioláriák közül biosztratigráfiai jelentősége csupán a 7. és 22. rétegből előkerült példányoknak van. Vékonycsiszolatos vizsgálattal azonban (a nem dolomitosodott kőzetekben) rendkívül gazdag mikrofauna- és flóra-együttes volt kimutatható, melynek rétegenkénti eloszlását a *14.* és a *15. ábra* mutatja.

Foraminifera metszetek a rétegsorban végig megfigyelhetők, előfordulásuk a pontszerű mintavételnek megfelelően szórványos, de következetes. A platformokról származó „mikroproblematikumok" helyenként tömegesen, kőzetalkotó mennyiségben vannak jelen.

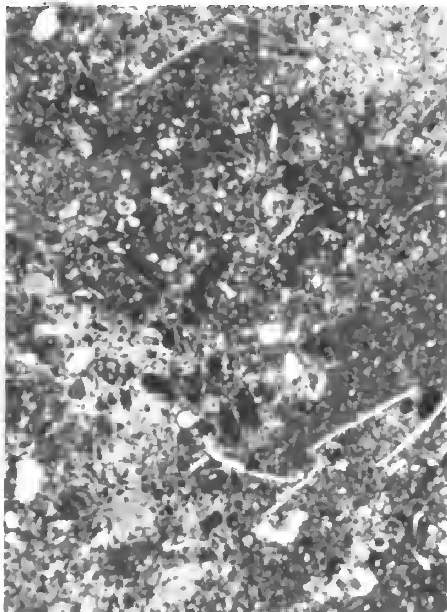
A foraminifera faunában mind a medencében élt, mind a közeli platformokról áthalmozott foraminifera társulások alakjai megtalálhatók (*I–III. tábla*). A *14. ábrán* szereplő medence, illetve platform jelölések csak a leggyakoribb és legjellemzőbb alakokra vonatkoznak, mert a legtöbb foraminifera nemzetség többféle élőhelyen is megjelenhet. Az Ophthalmidium fajok például lehetnek zátonylakók, zátonyelőtéri lejtő fáciesekben is előfordulnak, de leggyakrabban medenceüledékekben jelennek meg. A durva agglutinált Reophax-félék a medencék belső, mélyebb vízi élettereiben jellemzők (pl. a Zlambachi Márgában), de típusos lagúnaüledékekben is előfordulnak (pl. a Wettersteini Mészkőben). A foraminiferák házanyagát tekintve, az agglutináltakkal szemben a mészvázú formák vannak túlsúlyban a vizsgált szelvényben.

A foraminifera-társulások összetételében nem figyelhetők meg élesen elhatárolódó szakaszok a rétegsoron



12. ábra Filamentumos, peloidos wackestone, a matrix kezdődő dolomitosodásával. E típusú mikrofácies. 27. sz. réteg. N=25x

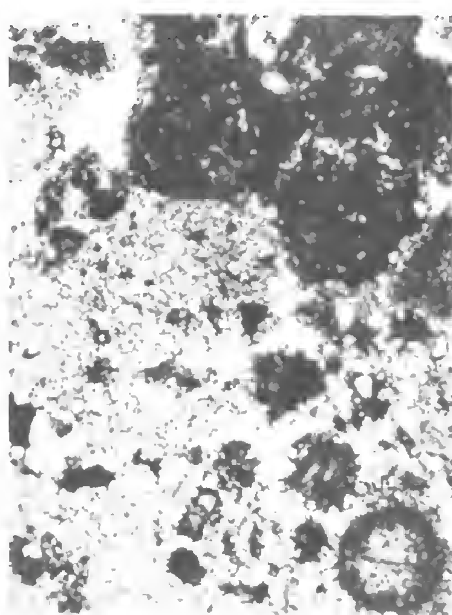
Fig. 12 Filamentum-bearing peloidal wackestone with incipient dolomitization of the matrix. Microfacies type E. Layer No. 27 M=25x



11. ábra Filamentumos, peloidos wackestone. E típusú mikrofácies. 17. sz. réteg. N=13x

Fig. 11 Filamentum-bearing peloidal wackestone. Microfacies type E. Layer No. 17 M=13x

belül, de folyamatos változás – különösen a mészkő szakasz felső részén – kimutatható. Biosztratigráfiai szempontból a medencében élt alakok jelentősége nagyobb. Ezek közül az alsóbb rétegekben az *Ophthalmidium exiguum* KOEHN-ZANINETTI; *Reophax rudis* KRISTAN-TOLLMANN; *Kriptoseptida klebelsbergi* (OBERHAUSER); *Gaudryinella* sp. vannak jelen. A 8. rétegtől felfelé fokozatosan jelenik meg az *Ophthalmidium plectospirus* (ORAVECZ-SCHEFFER), a vékonyfalú Nodosaria és Lenticulina fajokból álló együttes, majd a 11. és a 12. rétegben az *Austrocolomia cordevolica* OBERHAUSER és a *Turriglomina carnica* (DAGER). Sztratigráfiailag fontos adat a *Paralingulina ploechingeri* (OBERHAUSER) és a *Meandrospirella planispira* ORAVECZ-SCHEFFER megjelenése a 14., illetve 15. rétegben, majd az ezeket közvetlenül követő *Turriglomina magna* (UROSEVIC) és az *Austrocolomia marschalli* OBERHAUSER a 17., valamint az *Ophthalmidium carintum* LEISCHNER a 18. rétegben. Ugyancsak fontos adat a *Schmidita inflata* FUCHS és a *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER) fellépése a 23. rétegben. A mészkő szakasz legfelső rétegei elsősorban allochton platform eredetű formákat tartalmaznak: *Agglutisolenia* sp., *Pilaminella gemerica* SALAJ.



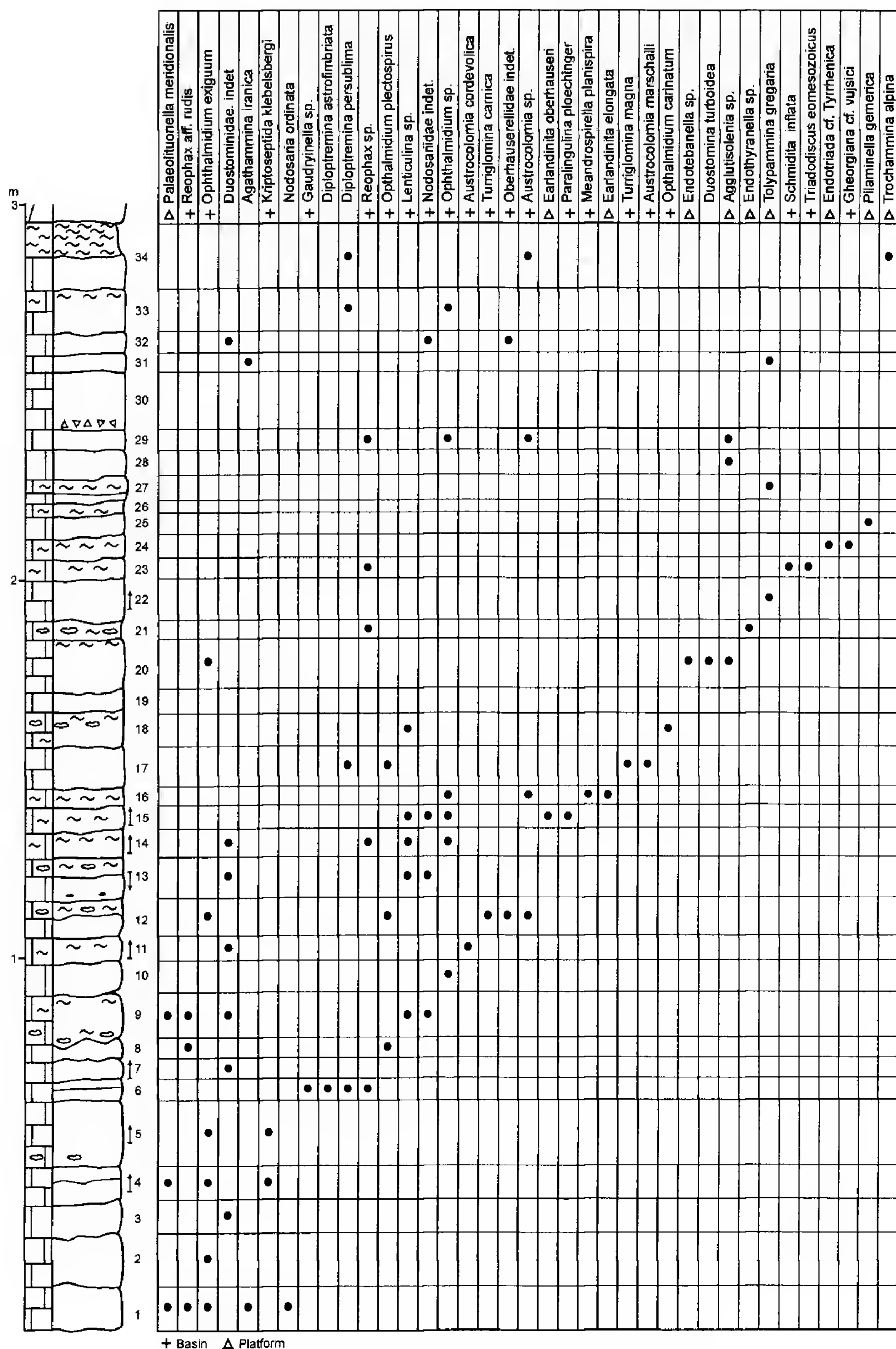
13. ábra Dolomitosodott szövet, a kép jobb felső részén bekérgezett szemcsék ismerhetők fel. F típusú mikrofácies. 28. sz réteg. N=25x

Fig. 13 Dolomitized texture, coated grains are recognisable in the right upper part of the picture. Microfacies type F. Layer No. 28 M=25x

A „mikroproblematikum" csoportba összevont, feltehetően alga eredetű maradványok (*IV–VII. tábla*) többsége kifejezetten zátonykörnyezetben élt, és átülepítéssel kerülhetett felhalmozódási helyére. A rétegsorban kimutatott maradványok közül SENOWBARI-DARYAN (1984) szerint a következők jellemzők a központi zátonytestre: *Koivaella permiensis* CHUVASHOV; *Ladinella porata* OTT; *Panormidella aggregata* SENOWBARI-DARYAN; *Tubiphytes carinthiacus* FLÜGEL. A zátonyközeli háttérlagúnákban, valamint a zátonyelőtéri lejtőkön is élő típusok közül gyakoriak a *Tubiphytes obscurus* MASLOV, rikábbak a *Messopotamella angulata* és a Bacinella maradványok.

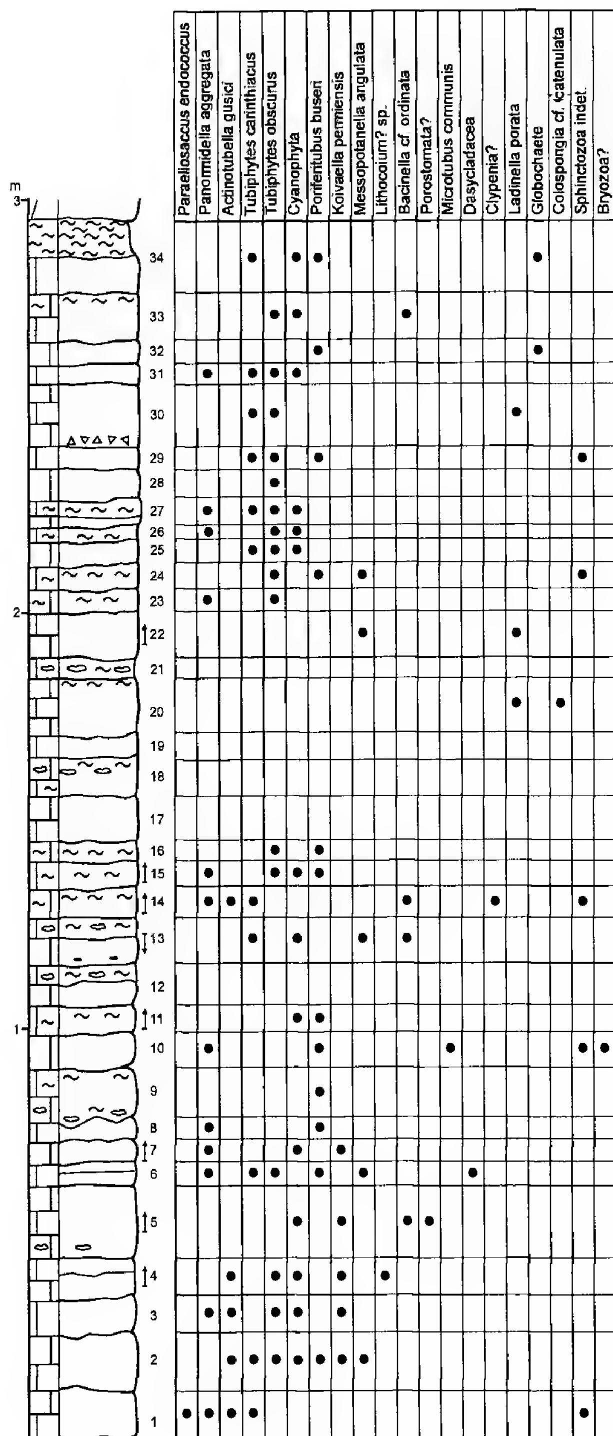
Kronosztratigráfiai értékelés

A kőfejtőben feltárt Berekhegyi Mészkő kronosztratigráfiai értékelésénél a közvetlen feküt képező, tufa-beltelepülésekkel tagolt gumós mészkő ammonites- és radiolária maradványaira, továbbá a rétegsor két rétegéből előkerült radio-



14. ábra A rétegsor alsó (mészkő) szakaszának foraminifera faunája

Fig. 14 Foraminifera fauna of the lower (limestone) part of the succession



15. ábra Mikroproblematikumok a rétegsor alsó szakaszán

Fig. 15 Microproblematica in the lower part of the succession

16. ábra A részletesen vizsgált rétegsor közvetlen feküjéből előkerült *Celtites epolensis* (MOJSISOVICS). N=2x. (Fotó: VÖRÖS A.)

Fig. 16 Celtites epolensis (MOJSISOVICS) was found in the footwall of the measured section. M=2x. (Photo: A. VÖRÖS)

láriákra, valamint a foraminifera-együttesre és kisebb mértékben a mikroproblematikumokra támaszkodhatunk.

A Buchensteini Formáció legfelső részét képviselő tufás rétegekben, a Berekhegyi Mészkő bázisa alatt alig egy méterre talált ammonitesek VÖRÖS (1998) szerint a *Celtites epolensis* (MOJSISOVICS) fajhoz sorolandók (*16. ábra*), ennek alapján a rétegsor a felső-longobard Regoledanus Zónába tartozik.

A radioláriák közül a vizsgált szelvény 7. rétegében talált *Muelleritortis* sp. (*VIII. tábla, 1–3. kép*) szintén a longobard alemeletet jelzi. A 22. rétegből *Muelleritortis bosniensis* is előkerült (*VIII. tábla, 4. kép*), amely a faj leírói (KOZUR & MOSTLER 1996) szerint a felső-longobard alsó szakaszán fordul elő. A felső-longobard besorolás mellett szól az a tény is, hogy a Tritortis genus két példánya (*VIII. tábla, 5, 6. kép*) is előkerült ebből a rétegből.

A foraminifera-fauna biosztratigráfiai értékelését illetően, a kimutatott taxonok eddig ismert rétegtani elterjedését figyelembe véve, a következő megállapításokat tehetjük:

1. A meghatározott taxonok többsége mind a hazai, mind a Tethys régió egyéb területein feldolgozott mikrofaunákban a karni emelet alsó szakaszából ismert: *Turriglomina carnica* (DAGER); *T. magna* (UROSEVIC); *Austrocolomia marschalli* OBERHAUSER; *Meandrospirella planispira* (ORAVECZ-SCHEFFER); *Schmidita inflata* FUCHS; *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER), stb.

2. Hiányzik ugyanakkor a *Gsollbergella spiroloculiformis* (ORAVECZ-SCHEFFER), amely az eddigi ismereteink szerint a legkülönbözőbb alsó-karni fáciesekben előfordul (pl.: a Füredi Mészkő mélyvízi, Meandrospirella-s, Nodosaria-s biomikritjében; a Veszprémi Márga Duostomina-s, Lamelliconus-os, erősebb vízmozgás mellett lerakódott rétegeiben; vagy a Wettersteini Mészkő különféle zátonyközeli platformfácieseiben).

3. Hiányoznak az alsó-karni felső szakaszában gyakori Lamelliconus–Variostoma–Duostomina dominanciájú társulások, tehát ennél mindenképpen idősebbek lehetnek a vizsgált rétegek.

A mikroproblematikum csoportba tartozó maradványok kronosztratigráfiai jelentősége kisebb. Az autochton előfordulások ladin, karni, sőt, ennél fiatalabb

triász zátonykörnyezetekből egyaránt ismertek (pl. a wettersteini zátonyokból OTT 1967; a Mürztali Alpok karni zátonyképződményeiből FLÜGEL et al. 1978; a szicíliai felső-triász zátonyokból SENOWBARI-DARYAN 1984, az Edericsi Mészkőből ORAVECZNÉ SCHEFFER 1987; az alsó-hegyi Wettersteini Mészkőből pedig BÉRCZI-MAKK 1996 szerint).

A fentieket összefoglalva az állapítható meg, hogy a medencébe előrenyomuló platform lejtőfáciesét képviselő Berekhegyi Mészkő közvetlen feküje bizonyosan legfelső ladin (felső-longobard – Regoledanus Zóna), míg a Berekhegyi Mészkő, a vizsgált szelvényben felső-longobard vagy legalsó-karni korú. A Budaörsi Dolomit 2. progradációját képviselő vastagpados dolomit már minden valószínűség szerint alsó-karni. Ennél pontosabb kormeghatározás egyrészt azért nem tehető, mert a ladin/karni határ pontos definícióját célzó kutatások a típusterületen jelenleg is folyamatban vannak (BROGLIO LORIGA et al. 1999), másrészt a progradáló platform lejtőfáciese a határkérdések megválaszolására nem tekinthető ideálisnak.

A korábbi rétegtani besorolások a „berekhegyi mészkő" elnevezést kiterjesztették a Balaton-felvidéki Füredi Mészkő felső, márgaközös, táblás szakaszára is (BUDAI 1993). A biosztratigráfiai vizsgálatok szerint a s. str. Berekhegyi Mészkő – amit a hajmáskéri szelvény is képvisel – valamivel idősebb (Regoledanus, illetve *Daxatina* cf. *canadensis* Alzóna, BROGLIO LORIGA et al. 1999 javaslata szerint), mint az egykori medence belsejében lerakódott Füredi Mészkő felső szakasza (Aon Zóna, BUDAI & DOSZTÁLY 1990 szerint). Ez az időbeli csúszás a platform, illetve az előtéri lejtő viszonylag lassú progradációjával magyarázható.

Fáciesértelmezés, üledékképződési modell

A mikroszkópos vizsgálatok eredményeként elkülönített mikrofácies-típusok képződését BRANDNER & RESCH (1981), továbbá HENRICH (1982, 1983) munkáinak figyelembevételével, a következőképpen értelmezzük:

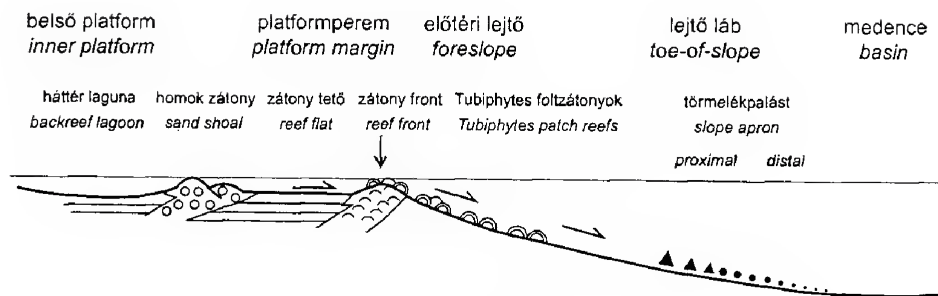
Az A-típus bio- és litoklasztos wackestone kifejlődése platformelőtéri lejtőn lerakódott, többé-kevésbé konszolidálódott üledék megrogyásával, törmelékfolyással keletkezett. A szemcsék méretét is figyelembe véve disztális debritként értelmezhető, amely a lejtőt övező belső törmelékpalást külsőbb részén halmozódhatott fel.

A B-típus többnyire határozott eróziós rétegfelszín felett megjelenő, litoklasztos grainstone kifejlődése proximális turbidit. Nagy sűrűségű zagyárból rakódhatott le a lejtőlábi övben, a külső törmelékpalást belsőbb részén.

A C-típus bioklasztos, peloidos kalkarenitje ugyancsak zagyárból ülepedhetett ki, de a külső törmelékpalást külsőbb részén.

A D-típus peloidos finom kalkarenitje disztális turbidit, amely kis sűrűségű zagyárból a külső törmelékpalást legkülső részén rakódhatott le.

Az E-típus filamentumos peloidos wackestone kifejlődése medencefáciest képvisel. A medence belsőbb részén, illetve a lejtőlábi övben a zagyárak közti nyugodt szakaszokban lerakódott, hemipelágikus üledék.



17. ábra A platformperem és az ahhoz kapcsolódó előtéri lejtő üledékképződési modellje

Fig. 17 Depositional model for the platform margin and the related foreslope

A vizsgált szelvény alsó szakaszán turbidit, esetenként disztális debrit váltakozik autochton medencefáciessel. Ez azt jelenti, hogy az üledékképződés a lejtőlábi övben, illetve olyan platformközeli medencében folyt, melybe a környező platformokon képződött karbonátüledék turbiditáramokkal, vagy üledékfolyással rendszeresen átülepedett. A rétegződést meghatározó egyenetlen rétegfelszínek olyan eróziós felületek, melyeket a nyugodt szakaszokban lerakódó, kissé agyagos medenceüledéken átrobogó zagyárak hoztak létre. Egy-egy, határozott eróziós felszínnel elválasztott rétegen belül azonban több turbiditciklust is megfigyeltünk. Ezek többnyire kis sűrűségű, a forrásterülettől jelentős távolságra eljutott zagyárakból ülepedtek ki (nagyon disztális turbiditek), melyek az aljzatukat alig erodálták.

A dolomitosodott szakasz legalsó, vastagabb padjai valószínűleg bioklasztos-litoklasztos proximálisabb lejtőfáciesek. A dolomitosodott szakasz felsőbb, vékonyréteges része a mészkő szakaszéhoz hasonló fáciesű lehetett, tehát uralkodóan a külső üledékpalást turbidites üledékei alkothatták. Erre progradál az a vastagpados dolomit, ami durva bioklasztos proximális lejtő- és platformperemi fáciest képviselhet.

Az allodapikus mészkőben lévő bioklasztok és a litoklasztok alapján a lejtőhöz csatlakozó platform jellegeire nézve is vonhatunk le következtetéseket. A platform peremén a mikroproblematikumok csoportjába sorolt bekérgező szervezetek hoztak létre szilárd, a hullámverésnek ellenálló, zátonyszerű építményt. A lejtő lábánál elsősorban e szervezetek maradványai halmozódtak fel, de kisebb mértékben a platform lejtőjén kialakult Tubiphytes-foltzátonyokról és a platform belsejének védett környezetéből is átülepedtek homokméretű szemcsék.

A zátonyeredetű törmelékben a mikroproblematikumok dominanciája, a mészszivacs maradványokkal együtt wettersteini-típusú zátonyperemes platformra utal, ezért a platform és az ahhoz csatlakozó előtéri lejtő szedimentációs modelljének felvázolásánál (*17. ábra*) elsősorban BRANDNER & RESCH (1981), valamint HENRICH (1982, 1983), a klasszikus „wettersteini platformokra" vonatkozó munkáit vettük alapul.

A „budaörsi platform" peremét szegélyező zátony elsősorban a mikro-

problematikum csoportba sorolt algákból, alárendelten mész-szivacsokból állhatott, de az analógiák szerint codiacea algák és korallok megléte is feltételezhető. A zátonyt Tubiphytesek és egyéb bekérgező szervezetek szilárdíthatták. Így a hullámzásnak ellenálló perem jöhetett létre, mögötte védett zátonytető övvel, melyet ugyancsak bekérgezők uralhattak, mész-szivacsokkal és Hydrozoákkal. A platform belsejének – valószínűleg mészhomokdombokkal elzárt – lagúnáját Dasycladacea zöldalga- és jellegzetes foraminifera-együttes népesíthette be. Nem meglepő, hogy a lejtőtől viszonylag távoli lagúnából kevés ősmaradvány került a vizsgált lejtőlábi üledékekbe. Az uralkodóan algákból álló zátonytest nem emelkedhetett ki jelentősen környezetéből, az előtéri lejtő felső része sem lehetett meredek, 5–8° körüli lejtés feltételezhető. Az itt kialakult Tubiphytes-foltzátonyok (*Tubiphytes obscurum*) jelentős menyiségű bioklasztot szolgáltattak a lejtőről kiinduló zagyáraknak. A lejtő hajlásszöge a medence felé fokozatosan csökkent, a vizsgált szelvény által képviselt disztális debrit-kalciturbidit felhalmozódási öv lejtése 2–3° lehetett csupán. A lejtőláb bizonyosan a jól átvilágított öv alatt volt, ahol a vízmélység 100 m körüli lehetett. Ha ezekkel az adatokkal számolunk a platform pereme 1,5–2 km-re lehetett a vizsgált lejtőlábi szelvénytől.

Dolomitosodás

A felső részén dolomitosodott kőzetekből felépülő szelvény a dolomitosodás jellege szempontjából is fontos adatokat adott. Mivel a minták részletesebb geokémiai, izotópgeokémiai vizsgálata még folyamatban van, csupán néhány, fontosnak vélt, de előzetesnek tekinthető következtetés levonására szorítkozunk.

Tény, hogy az eddigi megfigyelések szerint a „budaörsi platform" üledékei teljes mértékben dolomitosodottak. Ugyanakkor a vizsgált lejtőfácies alsó része nem, illetve csupán nyomokban, felső része viszont, egy éles márgás határfelület fölött, gyakorlatilag teljesen dolomitosodott (*4. ábra*).

Mivel az alsó szakaszon (1–34. réteg) a bio- és litoklasztok általában nem dolomitosodtak, a platform (pontosabban a klasztok anyagában képviselt platformperemi zónák) dolomitosodása a szemcsék áthalmozódása után történhetett, és mivel az áthalmozás előtt már konszolidálódott üledékből álló litoklasztok is gyakoriak, a korai diagenezis utáni dolomitosodás valószínűsíthető.

A platform dolomitosodását a lejtőn keresztüli fluidumáramlással magyarázó modellek nem látszanak alkalmazhatónak. BRANDNER & RESCH (1981) például a wettersteini-típusú platformok dolomitosodását a lagúnában besűrűsödött és megnövekedett Mg/Ca arányú tengervíznek a medencébe való visszaáramlásával magyarázta. Ez azonban a fluidumnak a lejtőüledékeken való átáramlását is feltételezi, ami – a berekhegyi szelvény esetében – a rétegsor alsó szakaszának dolomitosodását is eredményezte volna. A stabil szén és oxigén izotópos vizsgálatok eddigi eredményei is a fedő felőli dolomitosdást látszanak igazolni (DEMÉNY A. szóbeli közlés).

A Dolomitokban végzett részletes petrográfiai és geokémiai vizsgálatok alapján

BLENDINGER (1997) a Schlern és a Cassiani Dolomit durva kristályos dolomitjainak képződését kétféle mechanizmussal magyarázta: az ún. visszaszivárgásos modellel, amely a fiatalabb (késő-karni) Dürrenstein Dolomit képződése során működött, de amely a feküben lévő idősebb platformmészkő felsőbb részének dolomitosodását is okozhatta, illetve a mély betemetődéses modellel, amit a késő-triász–jura riftesedéshez kötődő termális konvekcióhoz kapcsolt. Az utóbbi modell a mi esetünkben aligha alkalmazható, az előzőhöz hasonló mechanizmus azonban elképzelhető, hiszen a lejtőlábi rétegsor fedőjében fiatalabb, dolomitosodott platformkarbonátok találhatók. A Dolomitokban végzett megfigyelések szerint a dolomitosodás frontja nagyon éles lehet. A dolomitosodott kőzetek és a szinte dolomitmentes mészkövek között olykor csak néhány dm a távolság (BLENDINGER 1997). A határt még élesebbé teheti a fluidumok átszivárgását gátló vízzáró réteg, ezt feltételezzük a vizsgált szelvény esetében is (34. réteget záró márga).

Fácieskapcsolatok, szekvencia-rétegtani értelmezés

A fácieselemzésnél leírtak alapján kétségtelen, hogy a „budaörsi platform" a wettersteini-típusú platformok közé sorolható. A névadó Wettersteini-hegység az Északi-Mészkőalpok nyugati részén, Innsbrucktól ÉNy-ra helyezkedik el. A ladin–alsó-karni wetterseini-típusú platformok – a hozzájuk kapcsolódó előtéri lejtő fáciesekkel – azonban végig követhetők a Tethys európai selfjén az Északi-Mészkőalpoktól (ROSELLINI et al. 1980; BRANDNER & RESCH 1981, HENRICH 1982, 1983; LOBITZER et al. 1990, RÜFFER & ZAMPARELLI 1997) a Belső Nyugati Kárpátokig (BYSTRICKY 1972; MELLO 1975; KOVÁCS et al. 1989; LOBITZER et al. 1990; MICHALIK et al. 1993), továbbá az északi peremről később levált Tiszai egységben is (BLEAHU et al. 1994). Számos, részletesen vizsgált szelvényben kimutatták a Wettersteini Formáció késő-longobard–kora-juli progradációját a Reiflingi Mészkő–Partnachi Márga típusú medencefáciesek fölé (BRANDNER & RESCH 1981; HENRICH 1983; RÜFFER & ZAMPARELLI 1997; MICHALÍK et al. 1993).

A Dolomitokban a ladin platformfáciest a Marmolada és a Latemar Mészkő, illetve a Sciliar (Schlern) Dolomit képviseli. A platformok biogén alkotóelemei (Tubiphytes-ek és más mikroproblematikumok, mészszivacsok, korallok, Dasycladaceae algák, stb.) nem térnek el számottevően a wettersteini-típusú platformokétól, de előtéri lejtőjük meredekebb lehetett, amit egyebek mellett a lejtőlábi megabreccsa törmelékkúpok is jeleznek. A platformfejlődést azonban a késő-ladinban csúcspontjára jutó tektonikai aktivitás és vulkanizmus jelentősen befolyásolhatta a Déli-Alpokban (BOSELLINI 1991). A késő-ladinban a platformok jelentős része szárazra került, és vulkáni eredetű anyaggal borítódott el (BOSELLINI 1991, DE ZANCHE et al. 1993, BLENDINGER 1997), majd a ladin legvégén a heves vulkanizmus lecsengése után, illetve egy transzgressziós szakaszt követően a karni kezdetén indult meg a „cassiani platformok" progradációja, terjeszkedése a sziliciklasztos üledékkel (San Cassiano Formáció) feltöltődő medence rovására.

A szerkezetfejlődési–ősföldrajzi rekonstrukciók szerint (HAAS et al. 1995) a triászban a Dunántúli-középhegység területe az Északi-Mészkőalpok Ny-i része

és a Déli-Alpok között helyezkedett el. Ez a köztes ősföldrajzi helyzet tükröződik a ladin–alsó-karni platformok, lejtők és medencék jellegeiben is. A riftesedéshez kapcsolódó tektonikai mozgások intenzívebbek voltak a Déli-Alpokban, ami ott meredekebb lejtők (és megabreccsás lejtőlábi fáciesek) kialakulásához vezetett. Bár a ladin végi vulkanizmus nyomai a Balaton-felvidéki medenceüledékek tufitos betelepüléseiben egyértelműen kimutathatók, és a tufaszórásnak bizonyára volt némi hatása a platformfejlődésre is, ez azonban jóval gyengébb lehetett, mint a Déli-Alpokban (BUDAI 1992). A Dunántúli-középhegységben tehát mind az extenziós tektonika, mind a vulkanizmus hatása kisebb lehetett a platformok fejlődésére, ezért látszik hangsúlyosabbnak az európai peremre jellemző fáciesekkel való rokonság.

A platformfejlődést meghatározó tényezők hasonlósága tükröződik az üledékes szekvenciákban is. Az Északi-Mészkőalpokban a longobard/juli határon induló legalsó-karni szekvencia magasvízi egységéhez kötődik a „wettersteini platformok" progradációja (RÜFFER & ZÜHLKE 1995, RÜFFER & ZAMPARELLI 1997). A Dolomitokban a „cassiani platform" 1. progradációja figyelhető meg a karni kezdetén (DE ZANCHE et al. 1993). Ezek a platform-progradációk szekvencia-sztratigráfiailag is korrelálhatók a „budaörsi platform" 2. progradációjával (BUDAI & HAAS 1997, HAAS & BUDAI, 1997, 1999).

Következtetések

1. A Füredi Mészkő Formáció Berekhegyi Mészkő Tagozata kis hajlásszögű platformelőtéri lejtő lábánál, a lejtőlábi törmelékpalást on gravitációs átülepítéssel felhalmozódott üledékből áll. Anyaga a „budaörsi platform" peremén kialakult, főként a „mikroproblematikum" csoportba sorolt algákból és mész-szivacsokból felépült zátonyokról származik.

2. A vizsgált rétegsor kora a közvetlen feküben talált ammonitesek és radioláriák, továbbá a gazdag foraminifera fauna alapján késő-longobard–kora-juli. Ez tehát a „budaörsi platform" 2. progradációjának kora, amely jól korrelálható az alpi területek számos platformjának előrenyomulásával.

3. Az átülepített ősmaradványok alapján megállapítható, hogy a lejtőhöz kapcsolódó „budaörsi platform" a wettersteini-típusú zátonyperemes platformok közé sorolható. Korábban e platformnak csak a Dasycladaceae-s szubtidális belső platform és algaszőnyeges árapálysíksági fáciesei voltak ismertek a Dunántúli-középhegységben a Budaörsi Dolomitból.

4. A Berekhegyi Mészkőhöz hasonló, kis hajlásszögű lejtő lábánál lerakódott disztális debrit és turbidit rétegsorok a wettersteini-típusú platformok előtéri lejtőin is ismertek az Északi-Mészkőalpokban és a Belső-Nyugati-Kárpátokban. A Déli-Alpok hasonló korú platformjai esetében az intenzívebb tektonikai mozgások meredekebb előtéri lejtők kialakulását eredményezték.

Köszönetnyilvánítás

A dolgozat a T. 014902 és a T. 029797 sz. OTKA programok keretében és a Bolyai

János ösztöndíj (BUDAI Tamás) támogatásával készült. A szerzők köszönetüket fejezik ki SENOWBARI-DARYAN professzornak (Erlangen), aki egyes „mikroproblematikum" és szivacs maradványok meghatározásában készséggel segített, dr. Spela GORICANNAK (Ljubljana) aki DOSZTÁLY Lajos radiolária fotóinak azonosításában volt segítségünkre, valamint dr. VÖRÖS Attilának, aki a kőfejtőben talált ammoniteseket meghatározta, és egy fontos példány fotóját rendelkezésünkre bocsátotta.

Irodalom – References

BENCE G., MUNTYÁN Cs., SZABÓ I. 1987: Magyarázó a Bakony hegység 20 000 földtani térképsorozatához, Öskü. – *Földt. Int. kiadv.*, 74 p.

BÉRCZI-MAKK, A. 1996: Foraminifera of the Triassic formations of Alsó Hill (Northern Hungary). Part 2: Foraminifer assemblage of the Wetterstein Limestone Formation. — *Acta Geologica Hungarica*, **39/3**, 223–309.

BLEAHU, M., MANTEA, Gh., BORDEA, S., PANIN, St., STEFANESCU, M., SIKIÈ, K., KOVÁCS, S., PÉRÓ,Cs., HAAS, J., BÉRCZI-MAKK, A., NAGY, E., KONRÁD, Gy., RÁLISH-FELGENHAUER, E., & TÖRÖK, Á. 1994: Triassic facies types, evolution and paleogeographic relations of the Tisza Megaunit. – *Acta Geol. Hung.* **37/3-4**, 187–234.

BLENDINGER, W. 1997: Dolomitization of the Dolomites (Triassic, Northern Italy): Pilot study. – *N. Jb. Geol. Palont.* **204/1**, 83–110.

BOSELLINI, A. 1991: Geology of the Dolomites. An introduction. – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, 3–41.

BOSELLINI, A., LOBITZER, H., BRANDNER, R., RESCH, W. & CASTELLARIN, A. 1980: The complex basins of the Calcareous Alps and palaeomargins. – *Abh. Geol. B.-A.*, **34**, 287–325.

BÖCKH J. 1872: A Bakony déli részének földtani viszonyai. I. – *Földt. Int. Évk.* **2/2**, 31–166.

BRANDNER, R., RESCH, W. 1981: Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – *SEPM Special Publication*, **30**, 203-231.

BROGLIO LORIGA C., CIRILLI, S., DE ZANCHE, V., DI BARI, D., GIANOLLA, P., LAGHI, G. F., LOWRIE, W., MANFRIN, S., MASTANDREA, A., MIETTO, P., MUTTONI, G., NERI, C., POSENATO, R., RECHICHI, M., RETTORI, R. & ROGHI, G. 1999: The Prati di Stuores/Stuores Wiesen section (Dolomites, Italy): a candidate global stratotype section and point for the base of the Carnian stage. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105/1**, 37–78.

BUDAI T. 1988: A Balaton-felvidék földtani viszonyai Dörgicse és Balatonudvari között. – Kézirat (egyetemi doktori értekekezés). Országos Földtani Szakkönyvtár.

BUDAI T. 1992: Middle Triassic formations of the Balaton Highland and of the Southern Alps. Stratigraphic correlation. – *Acta Geol. Hung.*, **35/3**, 217–236-.

BUDAI T. 1993: Füredi Mészkő Formáció. – In: HAAS J. szerk. 1993: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász.* Földt. Int. kiadv. 56–60.

BUDAI T. & DOSZTÁLY L. 1990: A balaton-felvidéki ladini képződmények rétegtani problémái (Stratigraphic problems associated with the Ladinian formations in the Balaton Highland). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* **1988/1**, 61–79.

BUDAI T. & HAAS J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. – *Acta Geol. Hung.* **40/3**, 307–335.

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and sedimentation. – *Acta Geol. Hung.* **35/3**, 237–250

BUDAI, T. & VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian range in the frame of the Alpine evolution. – *Acta Geol. Hung.* **36/1**, 3–13.

BYSTRICKY, J. 1972: Faciesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. – *Mitt. Ges. Geol. Berbaustud.* **21**, 289–310.

CSILLAG G. 1991: Mencshely környékének földtani felépítése. – Kézirat (egyetemi doktori értekekezés).

DETRE Cs., PERECI Zs. & RAINCSÁK Gy. 1979: Kádártai ladini–alsókarni szelvény. – *Földt. Int. Évi Jel.* **1977**, 185–201.

DE ZANCHE, V., GIANOLLA, P., MIETTO, P., SIORPAES, CH. & VAIL, P. 1993: Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). – *Mem. Sci. Geol.* **45**, 1–27.

FLÜGEL, E., LEIN, R. & SENOWBARI-DARYAN, B. 1978: Kalkschwämme, Hydrozoen, Algen und Mikroproblematika aus den Cidaris-Schichten (Karn, Ober-Trias) der Mürztaler Alpen (Steiermark) und des Gosaukammes (Oberösterreich). – *Mitt. Ges. Geol., Bergbaustud. Österr.* **25**, 153–185.

HAAS J. 1993: Budaörsi Dolomit Formáció. – In: HAAS J. szerk. 1993: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Triász.* Földt. Int. kiadv. 49–52.

HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSTYN, L.& LEIN, R. 1995: Sygnificance of Late permian–Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine–North Pannonian domain. – *Tectonophysics* **242**, 19–40.

HAAS, J. & BUDAI, T. (PALOTÁS K. ed.) 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland. – CBGA Sequence stratigraphic workshop (Sümeg), Field guide, 26 p.

HAAS, J. & BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range. – *Geol. Carp.* 50/6. 459-475.

HENRICH, R. 1982: Middle Triassic carbonate margin development: Hochstaufen - Zwieselmassif, Northern Calcareous Alps, Germany. – *Facies* **6**, 85–106.

HENRICH, R. 1983: Der Wettersteinkalk am Nordwestrand des tirolischen Bogens in den Nördlichen Kalkalpen: der jüngste Vorstossz einer Flachwasserplattform am Beginn der Obertrias. – *Geologica et Palaeontologica* **17**, 137–177.

KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, ZS. & RÓTH, L. 1989: Triassic formations of the Aggtelek-Rudabánya Mountains. – *Acta Geol. Hung.* **32/1-2**, 3–63.

KOZUR, H. & MOSTLER, H., 1996: Longobardian (late Ladinian) Muelleritortiidae (Radiolaria) from the Republic of Bosnia-Hercegowina. – *Geol.-Palont. Mitt. Innsbruck, Sonderband* **4**, 83–103.

LACZKÓ D. 1911: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. – *A Balaton tud. tanulm. eredményei* **1/1**, Geol. Függ. I., 1–190.

LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZZULLO, S. J. & MELLO, J. 1990: Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains: preliminary results. – In: MINARIKOVA, LOBITZER, H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia, 136–158.

LÓCZY L. id. 1913: A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése. – *A Balaton tud. tanulm. eredményei* **1/1**, 617 p.

MICHALÍK, J., MASARYK, P., LINTNEROVÁ, O., SOTÁK, J., JENDREJÁKOVÁ, O., PAPSOVÁ, J. & BUCEK, S. 1993: Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/Carnian Veterlín reef complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). – *Geol. Carp.* **44/1**, 17–34.

MELLO, J. 1975: Pelagic and reef sediments relations in the Silica nappe Middle Triassic and transitional strata nature (the Slovak karst, West Carpathians). – *Geol. Zborn. Geol. Carp.* **26/2**, 237–252.

ORAVECZNÉ SCHEFFER A. 1987: A Dunántúli-középhegység triász képződményeinek foraminiferái (Triassic Foraminifers of the Transdanubian Central Range). – *Geol. Hung. ser. Pal.* **50**, 1–331.

OTT, E. 1967: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. – *Bayer. Akad. Wissenschaften Mathem. - Naturwiss. Kl. Abh. N.F.*, **131**, 108 p.

PEREGI ZS. & RAINCSÁK GY. 1983: Magyarázó a Bakony hegység 20 000-es földtani térképsorozatához. Veszprém. – Földt. Int. kiadv.

RAMOVS, A. & TURNSEK, D. 1984: Lower Carnian reef buildups in the Northern Julian Alps (Slovenia, NW Yugoslavia). – *Razprave Dissertationes* **25/4**, 1–40.

RÜFFER, TH. & ZÜHLKE, R. 1995: Sequence stratigraphy and sea-level changes in the Early to Middle Triassic of the Alps: a global comparison. – In: HAQ B. U. (ed.): Sequence stratigraphy and depositional response to eustatic, tectonic and climatic forcing, 161–207.

RUFFER, TH. & ZAMPARELLI, V. 1997: Facies and biota of Anisian to Carnian Carbonate Platforms in the Northern Calcareous Alps (Tyrol and Bavaria). – *Facies* **37**, 115–136.

SENOWBARI-DARYAN, B. 1984: Ataxophragmiidae (Foraminifera) aus der obertriadischen Riffkalken von Sizilien. – *Münster. Forsch. Geol. Palaeont.* **61**, 83–100.

SZABÓ, I. 1978: Calcaire de Berekhegy. – In: FÜLÖP J. (ed.): Lexique Stratigraphique International I. Europe 9. Hongrie, 91–92.

SZABÓ I. 1990: Bakony, Hajmáskér, Berekhegyi mészkő kőfejtője (Berekhegyi Mészkő Formáció). –

Magyarország geológiai alapszelvényei, Földt. Int. kiadv. 4 p.
VÖRÖS A. 1998: A Balaton-felvidék triász ammonoideái és biosztratigráfiája (Triassic ammonoids and biostratigraphy of the Balaton Highland). – *Studia Nat.* 12, 105 p.
VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES GY., MONOSTORI M. & PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoökológiai vizsgálatok alapján (Middle Triassic basin evolution of the Balaton Highland (Hungary) based on sedimentological and paleoecological studies). – *Bull. Hung. Geol. Soc.* 127/1–2, 145–177.

A kézirat beérkezett: 1999 11. 14.

Táblamagyarázat – Explanation of Plates

I. tábla – Plate I.

1. *Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER), 23. sz. réteg N=50x
2. *Duostomina* cf. *turboidea* KRISTAN-TOLLMANN, 20. sz. réteg N=50x
3. *Turriglomina* cf. *magna* (UROSEVIC), 17. sz. réteg N=125x
4. *Earlandinita elongata* SALAJ, 16. sz. réteg N=50x
5. *Endotebanella* sp., 20. sz. réteg N=50x
6. *Endothyranella* sp., 21. sz. réteg N=50x
7. *Reophax*? sp., 14. sz. réteg N=50x
8. *Schmidita* cf. *inflata* FUCHS, 23. sz. réteg N=50x
9. *Opthalmidium* sp., 6. sz. réteg N=50x
10. *Diplotremina* cf. *persublima* (KRISTAN-TOLLMANN), 6. sz. réteg N=50x
11. *Gheorgiana* cf. *vujisici* (UROSEVIC & GAZDŻICKI), 24. sz. réteg N=50x
12. *Agathammina iranica* (KOEHN-ZANINETTI et al.), 31. sz. réteg N=50x
13. *Ophthalmidium* cf. *exiguum* KOEHN-ZANINETTI et al.

II. tábla – Plate II

1. *Ophthalmidium plectospirus* ORAVECZ-SCHEFFER, 8. sz. réteg N=125x
2. *Ophthalmidium plectospirus* ORAVECZ-SCHEFFER, 17. sz. réteg N=125x
3. *Tolypammina gregaria* WENDT, 22. sz. réteg N=50x
4. *Turriglomina carnica* (DAGER), 12. sz. réteg N=125
5. *Earlandinita*? sp., 13. sz. réteg N=50x
6. *Turriglomina magna* (UROSEVIC), 17. sz. réteg N=50x
7. *Agathammina iranica* KOEHN-ZANINETTI et al., 1. sz. réteg N=125x
8. *Paraophthalmidium* cf. *carpathicum* SAMUEL & BORZA, 6. sz. réteg N=125x
9. *Earlandinita oberhauseri* SALAJ, 15. sz. réteg N=50x
10. *Paralingulina ploechingeri* (OBERHAUSER), 15. sz. réteg N=50x
11. *Gaudryinella*? sp., 6. sz. réteg N=125x
12. *Endotriada tyrrhenia* VACHARD et al., 24. sz. réteg N=125x
13. *Kriptoseptida klebelsbergi* (OBERHAUSER), 5. sz. réteg N=50x
14. *Diplotremina persublima* (KRISTAN-TOLLMANN), 34. sz. réteg N=50x
15. *Agglutisolenia* sp., 3. sz. réteg N=50x
16. *Pilaminella* ex. gr. *gemerica-kuthani* (SALAJ), 25. sz. réteg N=125x
17. *Meandrospirella planispira* (ORAVECZ-SCHEFFER), 16. sz. réteg N=125x

III. tábla – Plate III

1. *Reophax* cf. *rudis* KRISTAN-TOLLMANN, 1. sz. réteg N=50x
2. *Reophax*? sp., 29. sz. réteg N=50x
3. *Reophax* cf. *rudis* KRISTAN-TOLLMANN, 9. sz. réteg N=50x
4. *Reophax* cf. *rudis* KRISTAN-TOLLMANN, 8. sz. réteg N=50x
5. *Austrocolomia marschalli* OBERHAUSER, 17. sz. réteg N=125x
6. *Austrocolomia* sp., 34. sz. réteg N=125x
7. *Austrocolomia* cf. *cordevolica* OBERHAUSER
8. *Nodosaria ordinata* TRIFONOVA, 11. sz. réteg N=125x, 1. sz. réteg N=125x
9. *Ophthalmidium plectospirus* ORAVECZ-SCHEFFER, 13. sz. réteg N=125x
10. *Ophthalmidium plectospirus* ORAVECZ-SCHEFFER, 12. sz. réteg N=125x
11. *Ophthalmidium plectospirus* ORAVECZ-SCHEFFER, 17. sz. réteg N=125x
12. *Palaeolituonella meridionalis* (LUPERTO), 1. sz. réteg N=50x

IV. tábla – Plate IV

1. *Pycnoporidium* sp., 5. sz. réteg N=25x
2. *„Tubiphytes" gracilis* SCHEFER & SENOWBARI-DARYAN, 10. sz. réteg N=50x
3. Echinodermata lemezen Cyanophyta kéreg, 34. sz. réteg N=50x
4. Cyanopyta-s bekérgezés, 31. sz. réteg N=25x
5. *Tubiphytes carinthiacus* FLÜGEL, 14. sz. réteg N=13x
6. Cyanopyta-s bekérgezés, 5. sz. réteg N=25x
7. Sphinctozoa 20. sz. réteg N=25x
8. *Koivaella permiensis* CHUVASKOV, 3. sz. réteg N=50x

V. tábla – Plate V

1. *Colospongia catenulata* OTT, *Palaeolituonella meridionalis* (LUPERTO), 1. sz. réteg N=25x
2. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 16. sz. réteg N=50x
3. *Messopotamella angulata* DRAGASTAN et. al., 24. sz. réteg N=25
4. Echinoidea lemezek, 17. sz. réteg N=50x
5. Dasycladacea töredék, 6. sz. réteg N=50x
6. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 6. sz. réteg N=50
7. *Panormidella aggregata* SENOWBARI-DARYAN, 26. sz. réteg N=50x

VI. tábla – Plate VI

1. *Messopotamella angulata* DRAGASTAN et al., 22. sz. réteg N=25x
2. *Messopotamella angulata* DRAGASTAN et al., 6. sz. réteg N=25x
3. Porostromata „alga", 4. sz. réteg N=25x
4. *Ladinella porata* OTT, 30. sz. réteg N=50x
5. *Ladinella porata* OTT, 20. sz. réteg N=50x
6. Kékalgával bekérgezett szivacs töredék, *Bacinella ordinata* PANTIC, 14. sz. réteg N=13x
7. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 26. sz. réteg N=50x

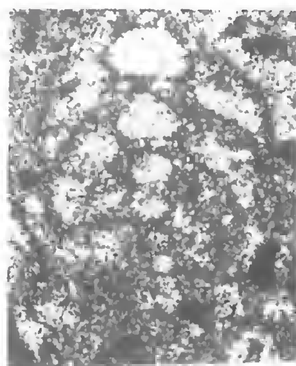
VII. tábla – Plate VII

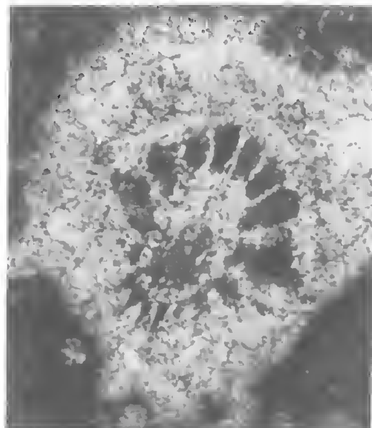
1. Cyanophyta-s bekérgezés, 15. sz. réteg N=13x
2. *Sphinctozoa?*, 29. sz. réteg N=50x
3. *Panormidella aggregata* SENOWBARI-DARYAN, 4. sz. réteg N=25x
4. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 29. sz. réteg N=25x
5. Kékalgás, Tubiphytes-es bevonat, 13. sz. réteg N=25x
6. *Tubiphytes obscurus* MASLOV, 21. sz. réteg N=50x
7. *Tubiphytes carinthiacus* FLÜGEL, 34. sz. réteg N=50x

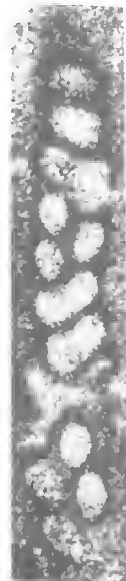
VIII. tábla – Plate VIII

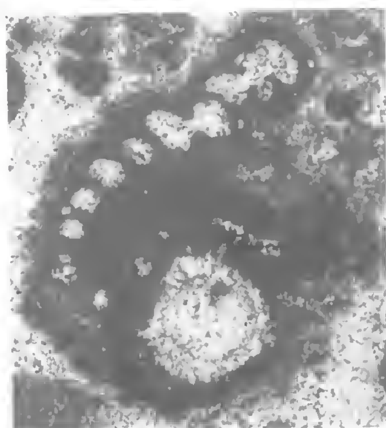
1. *Muelleritortis* sp., 7. sz réteg N=200x
2. *Muelleritortis* sp., 7. sz réteg N=180x
3. *Muelleritortis* sp., 7. sz réteg N=260x
4. *Muelleritortis bosniensis* KOZUR & MOSTLER, 22. sz. réteg N=260x
5. *Tritortis* sp., 22. sz. réteg N=180x
6. *Tritortis* sp., 22. sz. réteg N=200x

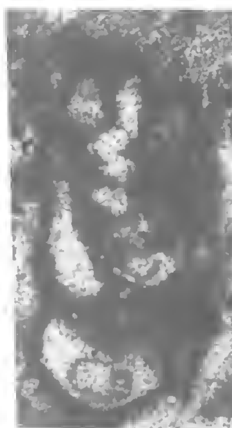
I. tábla – Plate I


1

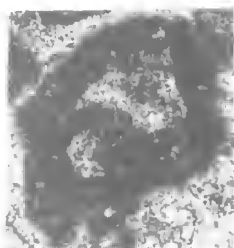

2

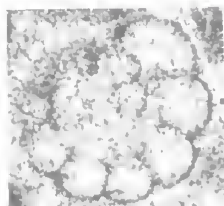

3

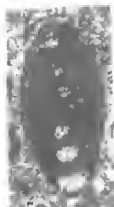

4

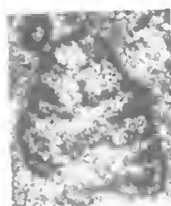

5

6

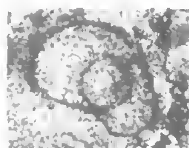

7

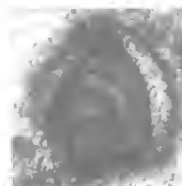

8


9

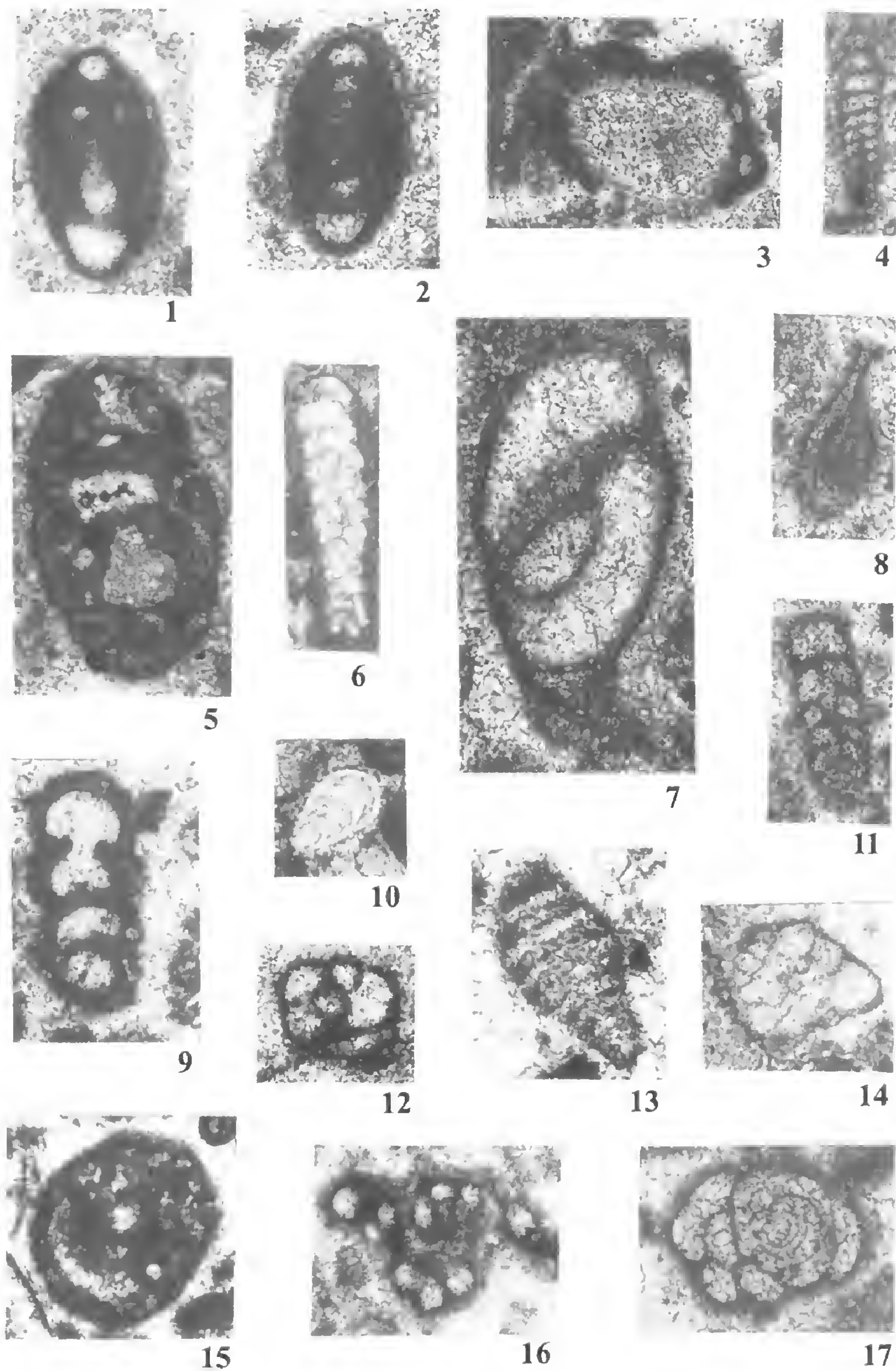

10

11

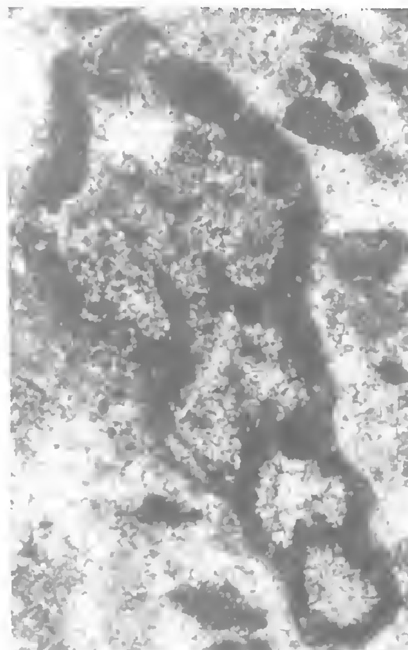

12

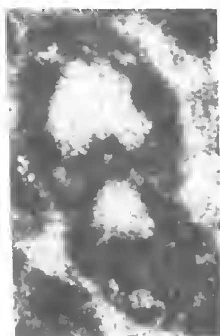

13

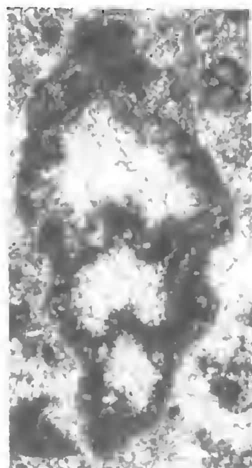
II. tábla – Plate II

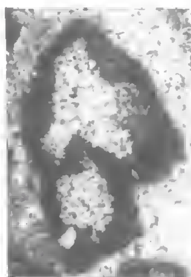


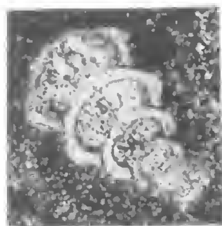
III. tábla – Plate III


1

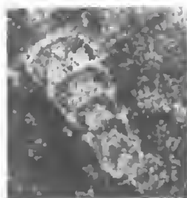

2


3

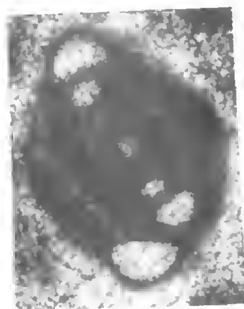

4

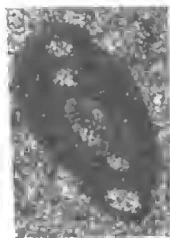

5

6


7

8

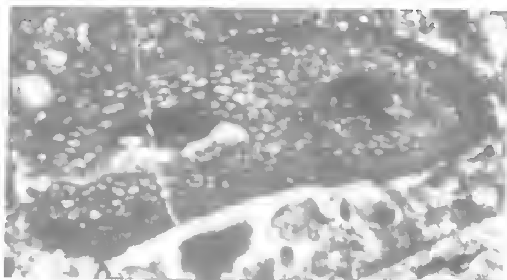

9


10

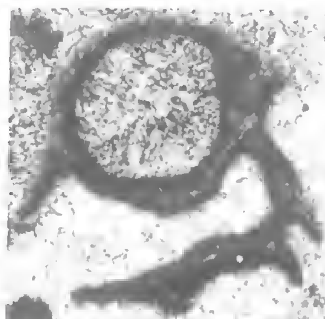
11

12

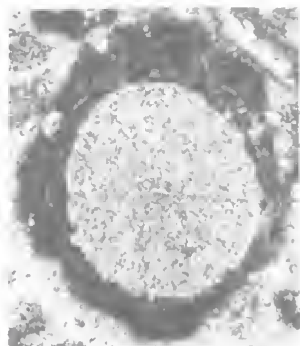
IV. tábla – Plate IV



1

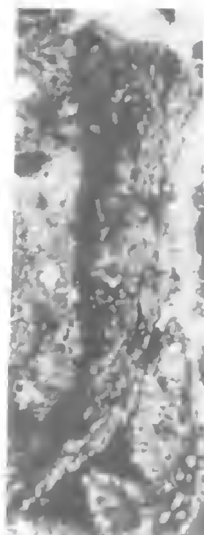


2

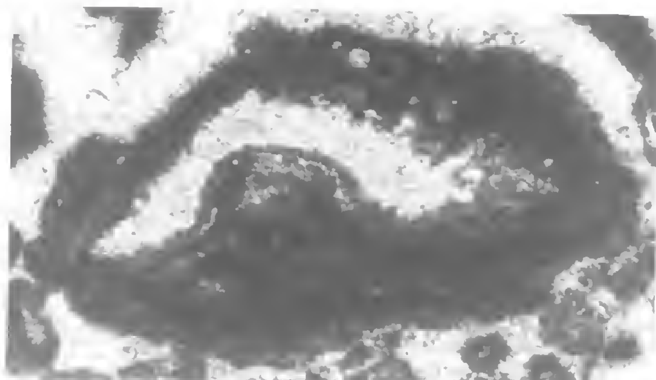


3

4

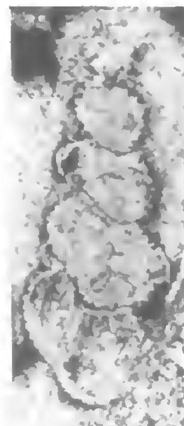


5



6

7

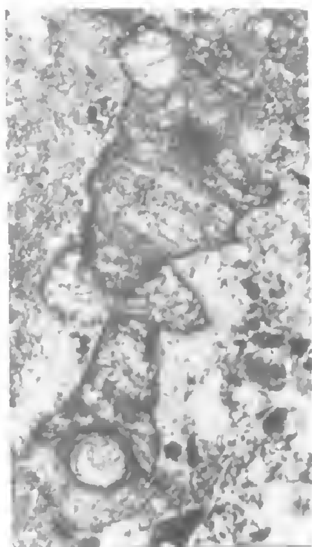


8

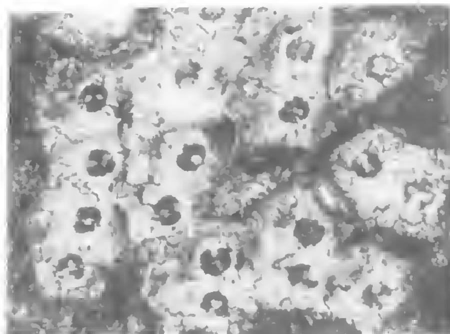
V. tábla – Plate V

1

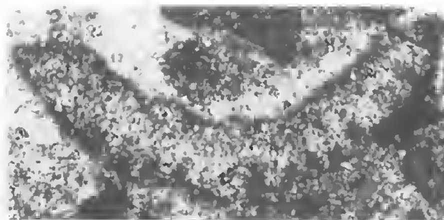
2



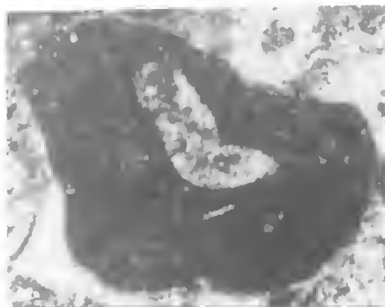
3



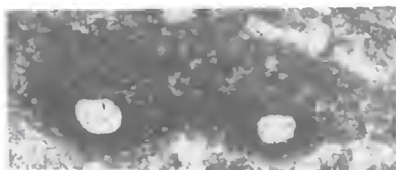
4



5

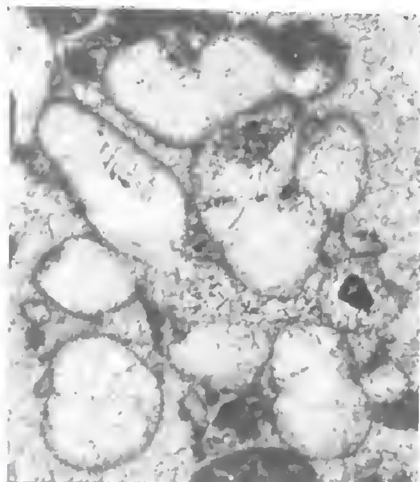


6

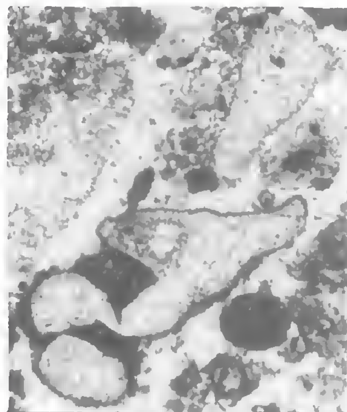


7

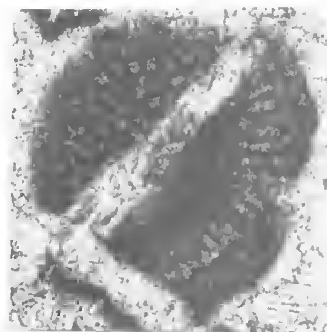
VI. tábla – Plate VI



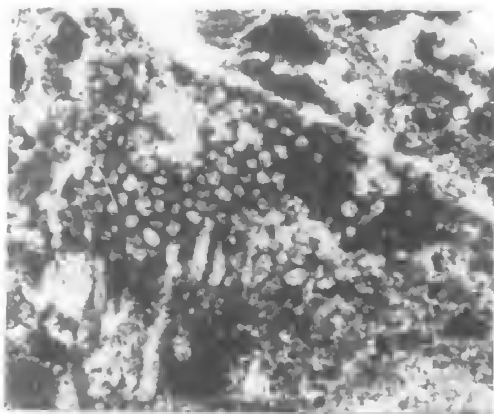
1



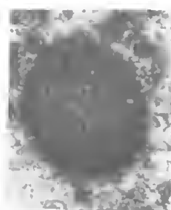
2



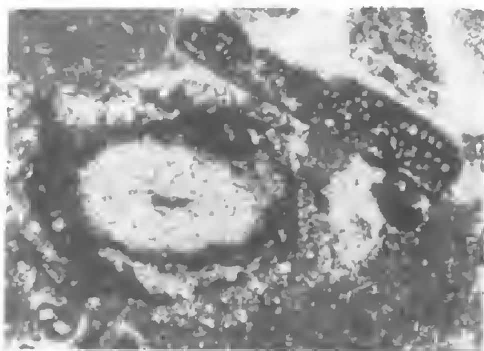
4



3



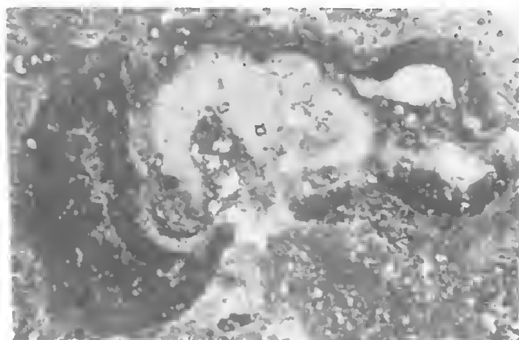
5

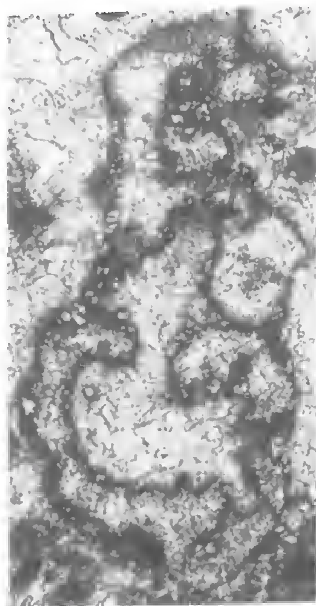


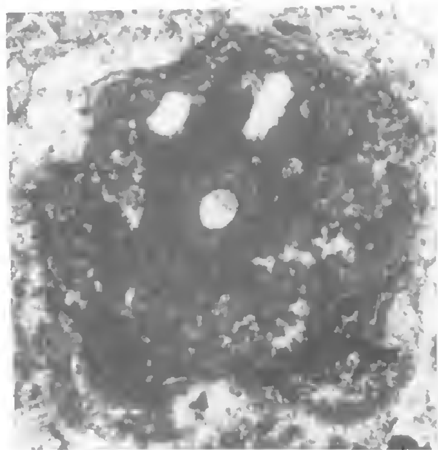
6

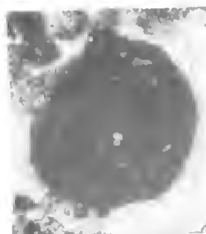
7

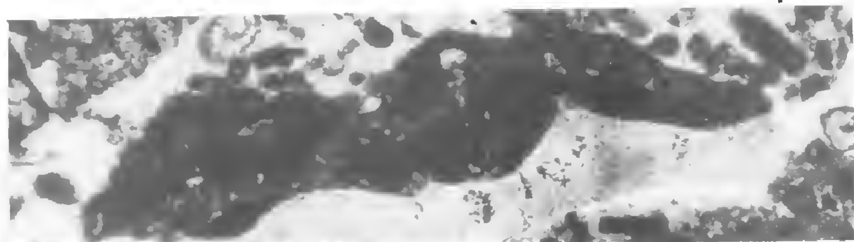
VII. tábla – Plate VII

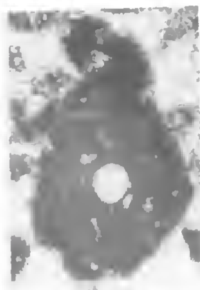

1


2


3

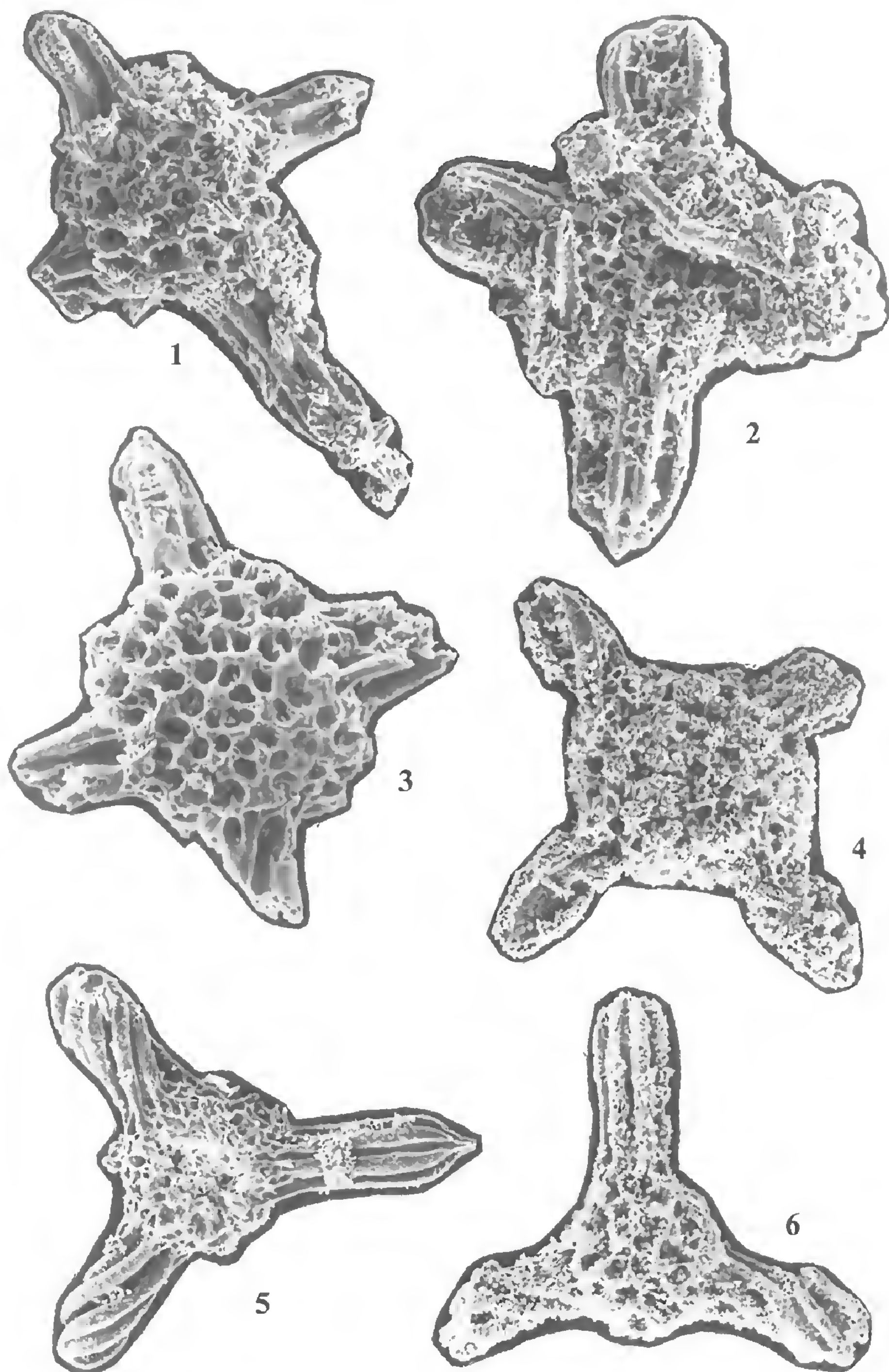

4


5


6

7

VIII. tábla – Plate VIII



Földtani Közlöny 130/4, 759–774 (2000) Budapest

Hírek, ismertetések

MÉSZÁROS Miklós

(1927–2000)

Kolozsvárott született 1927. szeptember 12-én. Alsó-, közép- és felsőfokú tanulmányait is e nagymultú iskolavárosban végezte. 1950-ben kapott geológus diplomát a Babes-Bolyai Tudományegyetemen. Negyedéves korában már gyakornok volt; amikor végzett, tanársegéd lett a Földtani-Őslénytani Tanszéken. Közben másfél évig gimnáziumban is tanított.

1951–1954 között a nagyhírű KOROBKOV paleontológus professzor aspiránsa volt Leningrádban. Disszertációját („Az Erdélyi-medence molluszkái") 1954-ben megvédve a földtani és ásványtani tudományok kandidátusa lett. Ekkor a Babes-Bolyai Egyetem docensévé nevezték ki. 1976-ban, már akadémiai doktorként, nyilvános rendes egyetemi tanár lett. Rétegtan, negyedkor-földtan, ősföldrajz, őskörnyezettan és nannoplankton tantárgyakat adott elő (az utóbbit is, úttörő módon önálló tantárgyként). Egyetemi jegyzetei jelentek meg rétegtan, negyedkor-földtan, Románia földtana és nannoplankton tárgykörben. Földrajz szakos hallgatók számára magyar nyelvű földtan jegyzetet is írt. 1990 óta képezett doktoranduszokat. Számtalan terepgyakorlatot és szakmai kirándulást vezetett, nagy odaadással; magyarázatai még a kultúrtörténetre is kiterjedtek. Volt dékánhelyettes, majd dékán is. Tudatában volt annak, hogy nem teheti mindig azt, amit szeretne, de mindig igyekezett megtenni mindent, amit az adott körülmények között lehetett, mások tetszését sosem keresve. A tanszékvezetéstől visszavonulva, 1994-től tanácsadó professzorként dolgozott tovább. 1996-ig a Shell Romania Exploration tanácsadó geológusa volt az Erdélyi-medence mélyfúrásos kőolajkutatási munkálataiban. 1999-ben a Román Tudományos Akadémia tagjává választották.

MÉSZÁROS Miklós tudományos munkássága túlnyomórészt a harmadidőszaki, előbb a paleogén, majd a neogén üledékes képződmények vizsgálatára irányult. Ezen belül először a puhatestűekkel, majd a nannoplanktonokkal foglalkozott behatóan. A nannoplankton-kutatást és annak gyakorlati rétegtani alkalmazását ő vezette be Romániában, és e téren is iskolát alkotott.

Két monográfiája és hét egyéb könyve jelent meg (köztük három magyar nyelven). Mintegy 200 szakcikke jelent meg Romániában és 60 külföldön, Spanyolországtól Japánig. Több mint 200 földtudományi ismeretterjesztő és tudománytörténeti cikket írt, jórészt magyarul. Köztük sok foglalkozik a nagy erdélyi magyar geológusok életével és munkásságával. Élete utolsó évében kétszer is tartózkodott hosszabb ideig Budapesten (professzori ösztöndíjjal), és

terjedelmes „Rétegtan és történeti földtan" magyar nyelvű könyvének kéziratán dolgozott. Ezt már fegyelmezett és sportos életvitele ellenére sem tudta befejezni: a második szívinfarktus megakadályozta benne, 2000. augusztus 22-én.

Oroszlánrésze volt abban, hogy valamilyen formában és módon mindvégig élt a magyar nyelvű földtudományi oktatás a kolozsvári tudományegyetemen (amely az utóbbi években újra fellendülőben van).

Főbb tisztségei otthon és külföldön: Románia Földtani Társulata kolozsvári szervezetének elnöke, a Romániai Paleontológusok Társaságának elnöke, az IUGS Rétegtani Bizottsága Paleogén Albizottságának tagja, az International Nannoplankton Association (London) alapító tagja és abban románia képviselője. A Magyarhoni Földtani Társulatnak külföldi tagja.

Számos nemzetközi tudományos konferencián és kongresszuson vett részt (New Delhi 1964, Bratislava 1968, Párizs 1968, Budapest 1969 és 1993, Moszkva 1984, Kyoto 1992, Koppenhága 1993). Az idén Görögországba készült.

Felesége 1950 óta, fél évszázadon át volt mindenben társa és támasza. Fia, leánya és két felnőtt unokája mellett számtalan magyar és román anyanyelvű tanítványa, különféle nemzetiségű tisztelője, barátja és kollégája gyászolja.

DUDICH Endre

Tokaji-hegységi tanösvények kirándulásvezető-füzetei

HAVASSY András – KISS Gábor

A Földtani Örökségünk Egyesület Debreceni Területi Csoportja új kirándulásvezető-füzet sorozat kiadását kezdte meg. A Komlóskai „telér" tanösvényt bemutató első kötet a múlt év augusztusában, a Pusztafalu és Füzérradvány között húzódó „Kormos–Bába" tanösvényt ismertető második kötet idén februárban jelent meg.

A füzetek színes, fényképeket illetve térképet tartalmazó borítóval, kis, terepi használatra alkalmas (A/5-ös) méretben készültek. A 38 illetve 44 oldalas kiadványok felépítése hasonló: a tanösvény bejárásával kapcsolatos általános információkat (az útvonal hossza, jelzése, a bejárás időtartama, nehézségi fok stb.) követően az egyes állomások, majd a környék egyéb látnivalói kerülnek bemutatásra. A füzet végén egy rövid idegen nyelvű ismertető is helyet kapott, végül a szállás- és étkezési lehetőségekről tájékozódhatnak a látogatók.

A füzetek kiadását a helyi önkormányzatok és vállalkozók támogatták. Az értékesítésből származó bevételeket a helyi önkormányzatok – az Egyesülettel kötött megállapodás alapján – a tanösvény fenntartására fordítják.

A Komlóskai „telér" tanösvény kirándulásvezető-füzet a Komlóskai-medence természeti és kultúrtörténeti értékeit mutatja be. A 9 km-es útvonal első felében,

a Bolhás- és a Szkalka-hegy földtudományi értékeivel ismerkedhetnek meg a látogatók.

A Komlóskai-medence egyes földtani képződményei a medence aljzatát képező savanyú piroxénandezit illetve a riolittufa vulkáni utóműködések következtében történt elváltozása során képződtek. Ilyenek a Bolhás-hegy alján megfigyelhető „lekerekedett kőzettömbök", amelyeket a pépérit repedéshálózatán feltörő forróvizes oldatok alakítottak ki. A riolittufa elbontásával keletkezett, a Magyarországon először Komlóskán felfedezett és kitermelt bentonit. A hajdani bányászati tevékenység nyomai és helyenként a szállítási útvonal jól megfigyelhető a tanösvény mentén. A Komlóskai-medence jellegzetes képződményei a telérek, melyek közül a tanösvény többet is bemutat. A vulkáni összletben jellemző hidrokvarcit telér mellett hangsúlyozott szerepet kap a terület különleges, országos jelentőségű földtani értéke, a kalcit telér, melynek helyi védetté nyilvánítását kezdeményezzük. A felszínalaktani értékek közül bemutatásra kerülnek a Szkalka típusos krioplanációs tornyai és a fagy okozta aprózódás során keletkezett törmelék különböző felhalmozódásos formái. Hasonló sziklaformákkal találkozhatunk a Pusztavár-hegy oldalában is. A tanösvény egyik állomásán hazánk leggyakoribb talajtípusával, az agyagbemosódásos barna erdőtalajjal ismerkedhetünk meg, a kirándulásvezetőfüzetben elhelyezett rajzos ábra segítségével. A természetvédelmi értékelés során ez bizonyult hazánk egyik legtípusosabb agyagbemosódásos barna erdőtalaj szelvényének, ezért helyi védetté nyilvánítását kezdeményezzük.

A földtudományi értékek mellett a medence kultúrtörténeti (tájház, várrom) és növénytani érdekességei (a Pusztavár változatos növénytársulásai) is bemutatásra kerülnek.

A tanösvény útvonalán kívül eső látnivalók ajánlott programként szerepelnek. A földtudományi érdeklődésű látogatók számára mindenképpen felkeresésre érdemes a medence kiemelkedő jelentőségű vízföldtani értéke a Bánya (Táró)-forrás, amely a vulkáni hegységben egyedülálló édesvízi mészkő kiválásról nevezetes. A forrás helyi védetté nyilvánítására remélhetőleg a közeljövőben sor kerül.

A „Kormos–Bába" tanösvény kirándulásvezető-füzete a Hegyköz északi peremén elhelyezkedő Kormos- és Bába-hegy természeti és kultúrtörténeti értékeit mutatja be. Akik kellő erőt éreznek lábaikban, azoknak a kirándulásvezető-füzet a Pusztafalu és Füzérradvány között húzódó alapútvonalat ajánlja, mely 13 km hosszú és 13 állomást foglal magába. A kisebb lelkesedéssel bíró, kényelmesebb turisták egy rövidebb, 10 állomást bemutató körutat is választhatnak, mely Füzérkajata érintésével tér vissza a pusztafalui kiindulóponthoz.

A Bába-hegy D-i oldalán, az erdészeti út bevágásában a szarmata korszakban lezajlott változatos kőzetképződési folyamatokkal ismerkedhetünk meg. A tengeri környezetben lerakódott gömbös elválású, zöldesszürke agyagra sárgás színű, nagy mésztartalmú tufit rakódott. A rétegsort a kevés horzsakövet tartalmazó, fehér színű, nem rétegzett portufa zárja, amely ártufaként keletkezett. A portufában előforduló világosbarna foltok a puha kőzetben a gyökérsavak révén megindult talajképződésre utalnak. A közeli másik feltárásban a pleisztocén krioplanációs folyamatok során képződött durva kőzettörmelék tanulmányozható. A Bába-hegy kilátópontjáról szép kilátás nyílik

a füzéri Várhegy vulkáni kürtőkitöltésére és a bonyolult vulkáni szerkezetű Milic-hegycsoportra.

A Korom-hegy limnokvarcitjában nagy mennyiségben fordulnak elő különböző növényi maradványok, leggyakrabban nád és sás, amelyek a szarmata korszak dús, vízi és part menti vegetációjának bizonyítékai. A Korom-hegy legjelentősebb ásványkincse a minőségi porcelántermékek előállítására használt, vasoxid mentes, fehér színű, jól formálható illites nemesagyag. Az 1820-as években felfedezett nemfémes ásványi nyersanyag kitermelésére itt létesítették hazánk egyetlen illites nemesagyag bányáját. A bánya működő részében – előzetes bejelentkezés esetén – megismerkedhetünk a hegy szerkezetével és az alkalmazott bányászati technológiával. A tanösvény állomása a század első felében létesített és az 50-es években felhagyott bányajáratoknál került kialakításra. A hegy tetőszintjében az omlasztásos bányászati technológia következtében hatalmas méretű berogyásokkal találkozhatunk.

Füzérradvány belterületén egy 40 méter hosszú feltárásban tanulmányozhatjuk a Hegyköz legjellegzetesebb kőzetét, a horzsaköves riolit ártufát. A Fövenyes-kútnál a források természetvédelmi jelentősége kerül bemutatásra.

A földtudományi értékek mellett természetesen ebben a kirándulásvezető-füzetben is bemutatásra kerülnek a kultúrtörténeti (pl. hagyományos tájhasználat és tájszerkezet) és növénytani (pl. a törmelékes hegylejtők extrazonális növénytársulásai) érdekességek, látnivalók. A tanösvényen kívül a közeli Telkibánya, Hollóháza és a Kemence-patak völgye még számtalan látnivalót kínál a környéket felkeresők számára.

Reményeink szerint a kirándulásvezető-füzetek eredményesen járulnak hozzá a látogatók környezeti tudatának fejlődéséhez, s így földtudományi értékeink védelméhez.

Alapszelvények helyreállítása

A Magyarhoni Földtani Társulat tagságának – ezen belül is elsősorban az egyetemi ifjúság áldozatos munkájának köszönhetően – sikerrel teljesítettük a MFT 1999-ben elnyert „A kiemelkedő tudományos és közművelődési jelentőségű Zirci-medencei triász-kréta alapszelvényeinek helyreállítása" KAC pályázatában foglaltakat. Az Olaszfalu melletti Eperkés-hegy Hosszú-árkán, a Nagy-letakarításon és a Tetői szelvényen, valamint a zirci Márvány-bányában az alábbi munkákra került sor: bozótirtás, törmelékeltávolítás, vegyszeres gyomirtás. Emellett elkészült a tágabb térség földtani fejlődéstörténetéről röviden tájékoztató tábla szövege, valamint a tájékoztató táblák is. Ezzel a lépéssel, reményeink szerint, fordulat következett be az utóbbi évtizedben egyre kétségbeejtőbb helyzetbe került fontos földtani alapszelvényeink sorsában.

A munka résztvevői voltak: ERŐSS Anita, VARGA Zsuzsa, FERENCZ Gyöngyvér, BENDŐ Zsolt, MÁTÉ László, MIZÁK József, MOLNÁR Szabolcs, NÉMETH Péter, SZIGETI Tamás, TIMÁR Zsolt, VARGA Roland, továbbá a Veszprémi Egyetemről besegített még RAUCSIK Béla és az általa toborzott kis csapat.

CSÁSZÁR Géza

Folytatást ígérő sikeres magyar részvétel a 2. Horvát Földtani Kongresszuson

Öt évvel a függetlenné vált Horvátországnak az Isztrián megrendezett első nemzetközi geológiai kongresszusa után a 2000. év napfényes májusában délen találkoztak ennek a szomszédos térségnek a geológusai. A Dalmácia világhírű Raguzáját (a mai Dubrovnikot) még a koraközépkorban alapító, ókori görög eredetű Cavtat – ez a tiszta vízű tengeröblök melletti, elragadó, hajdani halásztelepülés – adott otthont nagy konferenciák tartására is épült szállodájában a 2. Horvát Földtani Kongresszusnak.

A részvételi számadatok és a találkozó szakmai anyagainak tanúsága szerint a technikai előkészítés az előző konferenciához sok tekintetben hasonló vagy jobb, de a nemzetközi jelenlét észrevehetően mérsékeltebb volt. Hangsúlyt fektetett a jelenlétre (a hazai specialisták mellett) a közvetlen szomszédos Szlovénia, Bosznia-Hercegovina és Magyarország. Jelen voltak rajtuk kívül (egyes előadások esetében, társszerzőként) néhány olaszországi, ausztriai és egy-két más európai kutatóhely szakemberei is. Az előadások több, mint nyolcszáz (!) oldalas kötetét valamennyi résztvevő kézhez kapta az érkezéskor. A kongresszus előtt és után 2–2 napos tanulmányutak, közben pedig (választható programként) egy-egynapos kirándulások tették jobban érthetővé a rétegtan, a fejlődéstörténet vagy az alkalmazott földtan egyes érdekes és jellemző kérdéseit. Ezek az utak (Zágrábban kezdve vagy végződve) jól kiválasztott megállókkal mutatták be a „munkaterületet" – egészen a mára gondosan újjáépített Dubrovnikig, sőt a természetvédelem alatt álló híres Mljet szigetéig vagy a horvátországi partszakaszt délen lezáró magas Konavle vidékéig nyúlóan. „Szűk keresztmetszet" ezen a konferencián a hatvannál is több poszter egyidejű elhelyezése körül mutatkozott.

Magyarország jelenlétét a Brezsnyánszky Károlynak biztosított egyik elnökségi hellyel és az első napi ülésszakba illesztett előadásával emelték ki a rendezők. Az ezeréves (és időnként „újrafölfedezett") szomszédság tényéből adódó kölcsönösen fontos szerepet hangsúlyozta a MÁFI igazgatója, a határmenti együttműködés különböző mai lehetőségeire is utaló előadásában.

Werner Janoschek, az osztrák partnerintézet igazgatója (a Bécsi-medencétől a Dunakanyarig elvégzett kutatásoknak, a DANREG néven ismert közös munkának egyik vezetője) jelenlétében a munkaközösség egyik hazai tagja, Halmai János igazgatóhelyettes ismertette a térképsorozatot mint a határmenti közös szakmai tevékenység látványos és hasznos példáját. (Ennek bemutatását tanulságos térképes poszteren is láthatták a következő napon a résztvevők.)

A földtani szekció előadásai között volt hallható a dél-dunántúli mórágyi-hegységi gránitterület harmadidőszaki fedőképződményeinek kutatási eredményeiről Chikán Géza földtani térképezési főosztályvezető előadása. Harmadnap került bemutatásra a Dél-Dunántúl és a szomszédos horvátországi területek földtani térképezési munkáiban régóta időszerű, egyeztetett szerkesztést célzó (szintén angol nyelvű) poszter, ennek szerzője is Chikán Géza.

Megemlítendők (részben a magyar–szlovén–horvát társszerzős előadás, részben az előadásból készült, kiállított poszter okán) MÁRTON Emőnek (ELGI) az Alpok-Adria munkaközösség támogatásával elvégzett isztriai paleomágneses vizsgálatai. Jól szerkesztett térképes-szelvényes poszteren tanulmányozhatták az érdeklődők KOLOSZÁR László és MARSI István (mindkettő MÁFI), a Mórágyi-rög löszös sorozatainak párhuzamosítását célzó kutatásainak eredményeit i.

A Földtani Intézet egy másik munkaterülete a Múzeum. Ennek újrarendezett kiállításaira PAPP Péter (MÁFI) színes és megfelelően didaktikus összeállítású anyaga hívta fel a résztvevők figyelmét, annyira, hogy a szerző (harmadik díjával) a kongresszus legjobb külföldi poszterének járó elismerést vihette haza.

Részletesebb forrásként a MÁFI Könyvtárában az olvasóteremben használható lesz az előadáskötet és a kirándulásvezető is: Igor VLAHOVIC & Ranko BIONDIC (Editors) 2000a, Second Croatian Geological Congress, Zbornik Proceedings, Zagreb, Institute of Geology, 862 p., illetve 2000b, Second Croatian Geological Congress, Excursion Guide-book, Zagreb, Institute of Geology, 92 p.

PAPP Péter

Az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság Bányász–Kohász–Földtan Konferenciája, Kolozsvár, 2000. március 17–19.

A konferenciát az Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság (EMT) rendezte 2000. március 17–19. között. Ez a társaság 1990. januárjában alakult Kolozsváron. Célja a romániai magyar műszaki értelmiség összefogása. Több szakosztálya közül egyik a Bányászati és Kohászati Szakosztály. Ez a szakosztály 1999-ben Szovátafürdőn rendezte az 1. Bányász–Kohász–Földtan Konferenciát. Az idei immár a 2. ilyen tárgyú konferencia volt és programjában a földtan már túlszárnyalta a másik két témakört. A részvevők megkapták a konferencia kiadványát, amely a kirándulásvezetőt, a programot és az absztraktokat tartalmazta.

A földtani szekció fő szervezője WANEK Ferenc volt. Aktív részt vállalt a magyar nemzetiségű földtan hallgatók általa vezetett egyesülete, a GEKKO is. A konferencia színhelye Kolozsvár kertes házakkal beépített külső kerületében a Református Egyház korszerűen berendezett, néhány éve épített Bethlen Kata Diakóniai Központja volt. Itt volt a szállásunk is. Március 18-án voltak a konferencia előadásai, este a fogadás. Március 19-én vasárnap kirándulást rendeztek Torda és Torockó környékére.

Március 18-án délelőtt 5 plenáris előadás hangzott el, ezek között volt BREZSNYÁNSZKY Károly előadása a földtani szolgálat szerepéről Magyarországon és DUDICH Endre ismertetése a magyar földtudományi szakemberek világtalálkozóiról (1996–2000). Délután párhuzamos szekcióülések folytak.

A Bányász szakosztály programjában hangzott el PATAKI Attila előadása a magyarországi bauxitbányászat helyzetéről.

A Kohász szakosztályban SZŐCS Katalin (Kolozsvár) az erdélyi öntödei kötőanyagok (kaolinos agyag, bentonit) lelőhelyeit, ásványos összetételét és technológiai tulajdonságait ismertette.

A Földtan szakosztályban az előadásokat – nagy számuk miatt – három párhuzamos szekcióba kellett beosztani (zárójelben az előadások száma):

Ásvány-kőzettan (12)

Gazdaság- és környezetföldtan (12)

Szerkezeti földtan – rétegtan (11).

Bemutattak ezen kívül 5 földtani tárgyú posztert is.

Az Ásvány-kőzettan szekcióban az első előadást VICZIÁN István tartotta a füzérradványi illit ásványtani kutatásának történetéről. Ez az ásvány tekinthető a nemzetközileg legjobban ismert magyar agyagásványnak.

A helybeli szakemberek két előadással szerepeltek. HADNAGY Árpád az 1875-ben Mezőzsadányban (Temes m.) hullott meteorit egykori lehullási helyét kereste fel, és gyűjtött talajmintákat. MOSONYI Emília a Keleti-Kárpátok metamorf területein végzett munkálatokat ismertette.

A további előadások nagy részét a budapesti egyetem hallgatói tartották. Ezek közül csak néhányat említek:

KOVÁCS KIS Viktória (DÓDONY István tanítványa) a tűzkő kovaásványain megkezdett elektronmikroszkópos vizsgálatokról számolt be (kristályos és rendezetlen kvarc, moganit). NÉMETH Péter (szintén DÓDONY István tanítványa) a polgárdi Kőszárhegyről rendellenes vezuviánokat írt le.

HARANGI Szabolcs tanítványai (BADICS B. és mások) a Holdvilág-árok piroklasztitjainak eddiginél sokkal részletesebb vulkanológiai feldolgozását kezdték meg, többek között ignimbritet találtak.

SZABÓ Csaba taníványai főként a dunántúli bazalt vulkanizmus zárványainak vizsgálatával foglalkoztak. Közülük BALI Enikő szentbékkállai ultrabázisos xenolitok szilikátolvadék csomóinak részletes mikroszondás vizsgálatát végezte el.

A helybeli hallgatókat PAPUCS András képviselte, aki GÁL Judittal közösen egy Pányik környékén tartott GEKKO-s tábor ásványtani eredményeiről számolt be. A metamorf képződményekben oxidációs foszfát- (evansit) és szulfát-ásványokat (gipsz, copiapit, bilinit), a paleogén-miocén üledékekben oolitos limonitot, glaukonitot, sziderítet és cölesztint találtak.

A Gazdaság- és környezetföldtan szekcióban MIKLÓS György (Kolozsvár) a Hátszegi-medencében található bauxitot ismertette. Puj (Pui) község mellett Ponor–Ohaba területén már ismert jelentős mennyiségű áthalmozott bauxit, amelynek feküje felső-jura–alsó-kréta, fedője felső-kréta homokkő, vagy semmi. Most egy további, hasonló felépítésű zónában folyik a kutatás. PÁPAY László (Szeged) a nyugat-dunántúli pliocén alginiteket és a rezi fúrással feltárt kösseni olajpalát ismertette.

Kimondottan környezetföldtani témakörbe tartoznak a miskolci SZABÓ Imre és tanítványai hulladéklerakók altalajával, szigetelésével és a szennyeződés terjedésének modellezésével kapcsolatos tanulmányai, amelyekről 3 előadás számolt be. TÓTH Erzsébet (ELTE, WEISZBURG Tamás tanítványa) az azbeszt-kérdés

hazai állásával foglalkozott. Hangsúlyozta, hogy a krizotil-azbeszt nem, vagy alig káros anyag. KITLEY Gábor (ELTE) a Százhalombattáról származó V és Ni szennyezés megkötődését vizsgálta Csepel-szigeti talajokban.

A Szerkezeti földtan–rétegtan szekcióban RÁLISCH Lászlóné a Közép-dunántúli szerkezeti egység felépítésével foglalkozott. MÉSZÁROS Miklós professzor (Kolozsvár) olajtársaságoknak készített, igen jelentős munkáit ismertette az Erdélyi-medence őslénytani (nannoplankton) és szerkezetföldtani viszonyairól. Kiderült, hogy a bádeni előtti harmadidőszaki rétegek nagy területen hiányoznak az Erdélyi-medence aljzatából. A szerkezetet a bádeni utáni időben nagyrészt a sótömzsök mozgása határozta meg. WANEK Ferenc és tanítványa, ALBERT István kagylósrák (ostracoda) vizsgálatokról számolt be az Erdélyi-medencében.

A MÁFI Medenceanalízis projektjének (NÁDOR Annamária et al.) a Körös-medence negyedidőszaki feltöltődési ciklusaival foglalkozó munkáját KERCSMÁR Zsolt ismertette. UNGER Zoltán (MÁFI) fraktál-modell alkalmazását mutatta be töredezett kőzetek leírására. MAGYAR Imre és CSEREPES Lászlóné (MOL) a Pannon-medence késő-miocén ősföldrajzi fejlődéstörténetét feldolgozó térképsorozatot készítettek.

A poszterek között volt PÁL MOLNÁR Elemér (Szeged) erdélyi tárgyú munkája a ditrói szienit-masszívum ultrabázisos kőzeteiről. CHIKÁN Géza és szerzőtársai a magyar-horvát határmenti rétegtani egyeztetést mutatták be.

A konferencia mind technikailag, mind szakmailag korszerű, jól szervezett volt, ami párosult az Erdélyben hagyományos baráti légkörrel. A magyarországi részvétel népes és magas szintű volt, ami azt mutatja, hogy itthon megvan a készség az erdélyi magyarnyelvű szakmai tevékenység támogatására. Különösen örvendetes volt az egyetemi ifjúság aktív szereplése mind Kolozsvárról, mind a budapesti Eötvös Loránd Tudományegyetemről. A jövőre nézve szükségesnek látszik az EMT-n belül a Bányász–Kohász–Földtan Szakosztály mind szélesebb körben való kiépítése az erdélyi szakemberek között, mert ez biztosíthatja a további konferenciák sikeres megrendezését is.

A jövő terveivel kapcsolatban egy múltbeli irodalmi eseményt szeretnék idézni: „A közönség udvarias, figyelmes és kissé tartózkodó. Azzal az átöröklött gőggel vizsgáztat, hogy övé volt az első erdélyi magyar nyomda, az első magyar színház, az első magyar operabemutató, s az első magyar Shakespeare-előadás. Mindenben résztvesz, de ritkán lelkesedik. ... Nagyon mélyről ítél, veszedelmes biztonsággal céloz." E tapasztalatokat CS. SZABÓ László író és kultúrtörténész szerezte az 1941-es könyvnapon, amelyen NÉMETH Lászlóval, MÁRAI Sándorral, MÓRICZ Zsigmonddal és VERES Péterrel együtt tartottak felolvasást műveikből a kolozsvári közönség előtt (CS. SZABÓ L.: Kárpát kebelében. Könyves Kálmán Kiadó, Budapest, 1994, 162. old.). Ilyen öntudatot és ilyen színvonalt kívánunk kolozsvári magyar szaktársainknak a jövőben megrendezendő földtani tárgyú konferenciáikra is!

VICZIÁN István

A Magyarhoni Földtani Társulat 2000. március 22-én megválasztott tisztségviselői

Elnökség
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly
Társelnökök: DUDICH Endre
SOMFAI Attila
Főtitkár: CSÁSZÁR Géza
Titkár: HÁMOR Tamás

Az Ellenőrző Bizottság elnöke: ERDÉLYI Gáborné
tagjai: CSILLING László
JÁMBOR Áron

A Fegyelmi és Etikai Bizottság elnöke: KECSKEMÉTI Tibor
BÁLDI Tamás
VITÁLIS György

Választmány 24 választott tagja

ÁRKAI Péter, BUDA György, BUDAI Tamás, CSÁSZÁR Géza, DEMÉNY Attila, FÖLDESSY János, FÖLDVÁRI Mária, GALÁCZ András, HAAS János, HABLY Lilla, HALMAI János, JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke, KÁZMÉR Miklós, KLEB Béla, KNAUER József, KOMLÓSSY György, MAGYAR Imre, MINDSZENTY Andrea, PAP Sándor, POGÁCSÁS György, SOMFAI Attila, SZEDERKÉNYI Tibor, VÖRÖS Attila, WEISZBURG Tamás

Póttagok: CHIKÁN Géza, KOZÁK Miklós, GYARMATI Pál, MAROS Gyula

A választmánynak tagja még a jelenleg 25 fő tiszteleti tag:

ALFÖLDI László, BÁLDI Tamás. BÁRDOSSY György, BÉRCZI István, CSÍKY Gábor, DANK Viktor, DUDICH Endre, GÉCZY Barnabás, HÁMOR Géza, JÁMBOR Áron, JUHÁSZ András, JUHÁSZ Árpád, KECSKEMÉTI Tibor, KÉRI János, KERTÉSZ Pál, KISS János, KOVÁCS Endre, KÖRÖSSY László, NEMECZ Ernő, NÉMEDI VARGA Zoltán, SZÉKYNÉ FUX Vilma, TARDY János, VÉGH Sándorné, VITÁLIS György, ZELENKA Tibor

Fentieken kívül hivatalból a Választmány tagjai még a területi szervezetek és szakosztályok elnökei.

Alföldi Területi Szervezet
Elnök: PAP Sándor
Titkár: RÉVÉSZ István
Körzeti titkár (Debrecen) MIKÓ Lajos
Körzeti titkár (Szeged-Szolnok) SZANYI János

Vezetőségi tagok: CSICSELY György, KISS Balázs, SZÓNOKY Miklós, TATÁR Andrásné.

Budapesti Területi Szervezet
Elnök: MÜLLER Pál
Titkár: PALOTÁS Klára
Vezetőségi tagok: BUDAI Tamás, CSILLAG Gábor, FODOR László, KÁZMÉR Miklós, VÖRÖS Attila.
Póttagok: JUHÁSZ György, SZTANÓ Orsolya.

Dél-Dunántúli Területi Szervezet
Elnök: BENKOVICS István
Titkár: HÁMOS Gábor
Vezetőségi tagok: CSICSÁK József, GOMBOR László, HORVÁTH Zsolt, KONRÁD Gyula, MÁTHÉ Zoltán, SÜTŐ Zoltánné, VÁGÓ Zoltán.

Észak-Magyarországi Területi Szervezet
Elnök: EGERER Frigyes
Titkár: KISS Péter
Vezetőségi tagok: DEÁK János, FÖLDESSY János, JÓZSA Gábor, MADAI László, MÁDAI Ferenc, SOMFAI Attila, SZEPESSY András.

Közép- és Észak-Dunántúli Területi Szervezet
Elnök: KNEIFEL Ferenc
Titkár: OLÁH Ibolya
Vezetőségi tagok: BAROSS Gábor, ERDÉLYI Tibor, FARKAS Sándorné, FUTÓ János, HEGEDŰSNÉ KONCZ Margit, IVANCSICS Jenő, KNAUER József, KOZMA Gábor, MAKRAI László, PATAKI Attila, R. SZABÓ István, SZILÁGYI Tibor, TÓTH Kálmán.

Agyagásványtani Szakosztály
Elnök: VICZIÁN István
Titkár: NÉMETH Tibor
Vezetőségi tagok: FÖLDVÁRI Mária, RAUCSIK Béla, SZENDREI Géza.

Általános Földtani Szakosztály
Elnök: KOVÁCS Sándor
Titkár: FODOR László
Vezetőségi tagok: BUDAI Tamás, HAAS János, HARANGI Szabolcs, JUHÁSZ Györgyi, KONRÁD Gyula.

Ásványtan-Geokémiai Szakosztály
Elnök: PAPP Gábor
Titkár: TÓTH Erzsébet
Vezetőségi tagok: MOLNÁR Ferenc, PÓSFAI Mihály, SZABÓ Csaba, VICZIÁN István, WEISZBURG Tamás.

Póttagok: BUDA György, DÓDONY István.

Geomatematikai és Számítástechnikai Szakosztály
Tiszteletbeli elnök: BÁRDOSSY György
Elnök: GEIGER János
Titkár: UNGER Zoltán
Vezetőségi tagok: FÜST Antal, KURGYIS Péter, LUKÁCS Andrea, SOMOS László, SZANYI János.

Mérnökgeológiai és Környezetföldtani Szakosztály
Elnök: GÁLOS Miklós
Titkár: PUZDER Tamás
Vezetőségi tagok: CSERNY Tibor, GRESCHIK Gyula, HORVÁTH Zsolt, JUHÁSZ József, KLEB Béla, KÜRTI István, MINDSZENTY Andrea, PAÁL Tamás, SCHAREK Péter, SCHEUER Gyula, TÖRÖK Ákos.

Oktatási és Közművelődési Szakosztály
Elnök: PÜSPÖKI Zoltán
Titkár: CSÁMER Árpád
Felsőoktatási csoportvezető: SZAKMÁNY György
Közoktatási csoportvezető: FILEP Miklós
Koordinátorok: SZÓNOKI Miklós
KASZAP András
Sajtó- és médiafelelős: BODNÁR Erika
CSERPÁK Gyula
Oktatáspolitikai szakértők: KASZAP András
FILEp Miklós
Regionális csoportvezetők:
Alföldi csoport
Felsőoktatási csoportvezető: SZÓNOKY Miklós
Közoktatási csoportvezető: EGERESI Julianna
Budapesti csoport
Felsőoktatási csoportvezető: SZAKMÁNY György
Közoktatási csoportvezető: HAVASSY András
Dél-dunántúli csoport
Felsőoktatási csoportvezető: KONRÁD Gyula
Közoktatási csoportvezető: PIROS Hajnalka
Észak-magyarországi csoport
Felsőoktatási csoportvezető: DÁVID Árpád
Közoktatási csoportvezető: PETŐ Anna
Közép- és Észak-dunántúli csoport
Felsőoktatási csoportvezető: FUTÓ János
Közoktatási csoportvezető: KNAUERNÉ GELLAI Mária

Őslénytani, Rétegtani Szakosztály
Elnök: PÁLFY József
Titkár: DULAI Alfréd
Vezetőségi tagok: FŐZY István, GALÁCZ András, HABLY Lilla, MAGYAR Imre, VÖRÖS Attila.

Tudománytörténeti Szakosztály
Elnök: DUDICH Endre
Titkár HÁLA József
Vezetőségi tagok: BIDLÓ Gábor, DOBOS Irma, KECSKEMÉTI Tibor, PAPP Péter, PÓKA Teréz, SZÉKYNÉ FUX Vilma, VITÁLIS György.
Póttag: TÓTH Álmos

Elnökségi Állandó Bizottságok:

Fegyelmi és Etikai Bizottság:
Elnök: KECSKEMÉTI Tibor (a Közgyűlés választotta)
Tagok: BÁLDI Tamás (az Elnökség választotta)
VITÁLIS György (a Választmány választotta)

Földtani Közlöny Szerkesztő Bizottsága:
Elnök: BREZSNYÁNSZKY Károly (Alapszabály szerint)
Tagok: ÁRKAI Péter, CSÁSZÁR Géza (főszerkesztő), CSERNY Tibor, GRESCHIK Gyula, FODOR László, JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke, KÁZMÉR Miklós, KECSKEMÉTI Tibor, MINDSZENTY Andrea, NÉMEDI VARGA Zoltán, PAPP Péter, VICZIÁN István, VÖRÖS Attila.

Alapszabály és Ügyrendi Bizottság:
Elnök: KANUER József
Tagok: HÁMOR Tamás, CSICSELY György, JOCHÁNÉ EDELÉNYI Emőke, MÁDAI Ferenc, SZILÁGYI Tibor, VÁGÓ Zoltán, WEISZBURG Tamás.

Gazdasági Bizottság:
Elnök: SOMFAI Attila
Tagok: BAKSA Csaba, FÖLDESSY János, ZIMMERMANN Katalin.

Nemzetközi Kapcsolatok Bizottsága:
Elnök: DUDICH Endre
Tagok: HÁMOR Tamás, JUHÁSZ Györgyi, SCHAREK Péter, WEISZBURG Tamás.

Euro-geológus cím Nemzeti Ajánló Bizottsága:
Elnök: SOMFAI Attila
Titkár: SCHAREK Péter
Tagok: GRESCHIK Gyula, KLEB Béla, SZALÓKI István.

Jubiláló tagtársaink

Tisztelettel és szeretettel köszöntjük Társulatunk azon tagjait, akik a 2000. év első felében ünnepelték 80., 75., illetve 70. születésnapjukat. Köszönjük Társulatunk és szakmánk érdekében végzett munkájukat, és kívánunk további jó erőt, egészséget és jó szerencsét.

BREZSNYÁNSZKY Károly
az MFT elnöke

80 éves

SZEBÉNYI Lajos
(1920. máj.13.)

NEMECZ Ernő
(1920. aug. 23.)

75 éves

POSGAY Károly
(1925. ápr. 26.)

GÉCZY Barnabás
(1925. aug. 21)

70 éves

JUHÁSZ András
(1930. márc. 10.)

MORVAI Gusztáv
(1930. márc. 18.)

VÉGH Sándor
(1930. ápr. 10.)

FALLER Gusztáv
(1930. aug. 22.)

Könyvismertetés

Különleges könyvcsemegével örvendeztette meg a millennium évében szakmánkat a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Kara amikor kiadta dr. ZSÁMBOKI László szerkesztésében a

Magyar Bányamérnökök 1876–1999.

című könyvet.

A könyv "közreadója" a Miskolci Egyetem Bányamérnöki Kara, támogatói a tapolcai székhelyű Bakonyi Bauxitbánya Kft. és az Országos Magyar Bányászati és Kohászati Egyesület, összeállítója SZENDI Attila volt.

A 324 oldalas (A/6 formátumú) 10 fejezetből álló könyv előszavában dr. KOVÁCS Ferenc ME Bányamérnöki Kar dékánja, mint közreadó és dr. FAZEKAS János pedig a támogatók nevében köszöntik az Olvasót a második évezred utolsó évében ezzel a könyvvel, amelyben a 265 éves ősi selmeci–soproni–miskolci Alma Mater utóbbi 124 évében a Bányamérnöki Karon oklevelet („bányász" oklevelet) szerzett egykori diákjainak nevét gyűjtötte össze az egyetem levéltára. A könyvben nevek sorakoznak hosszú, tömött sorban, de remélik, hogy az olvasókban a könyv lapozgatása közben személyes vagy irodalmi emlékek fognak gyúlni, s föl-föl fog tárulni egy-egy bányamérnök-életút, életmű, amely része volt a hazai bányászat sikerekben is bővelkedő elmúlt századának.

A bevezetőben sok új ismeretanyagot olvashatunk dr. ZSÁMBOKI László tollából a bányamérnök képzésről 1735-től napjainkig, az Alma Materünk történetéről.

A könyvben évek szerint, alfabetikus sorrendben szerepel az 5433 hallgató neve és mellette feltüntetve a 18 szak neve is.

A könyv tartalmazza azon bányamérnökök nevét is akik az MTA tagjai, a Kossuth-, Állami-, és Széchenyi díj kitüntetésben részesültek.

A könyv értékét emeli, hogy ez évben búcsúztunk a nyalka egyessel kezdődő évszámtól. Ezer évig állt évszámaink élén kihúzott derékkal, egyenesen, most pedig egy lehajtott fejű, meggörbült hátú számmal kezdjük az évszám írását. Bízom azonban abban, hogy a talpán biztosan álló szám erőt ad szakmánknak is, igaz utoljára írtuk le 1999. december 31-én az ME Bányamérnöki Kar nevet. 2000. január 1-től már az ME Műszaki Földtudományi Karon kapják meg diplomájukat a végzős hallgatók.

De ezen sorok írója bízik abban, hogy a következő évszázadban is szeretett hivatásunkat nagyon sokan fogják folytatni és a Levéltár a következő évszázadokban is megörvendezteti hasonló kiadvánnyal nemcsak az egyetemes magyar bányászati és földtudományi szakterületeken dolgozó mérnök társadalmat.

A szerkesztő munkáját külön kiemeli, hogy hiánypótló ismeretanyagot ad az Olvasó kezébe és naprakészségét bizonyítja, hogy a könyvben az 1999-es évben végzett hallgatók, kitüntetettek nevét is tartalmazza az ízléses kiállítású (fekete és zöld kötésben) könyv.

A könyvet ajánlom nemcsak az Alma Materben végzett mérnök kollégák részére, hanem mindazoknak akik ezen szaktudományok után érdeklődnek.

A recenzesnek egy apró kritikai észrevétele van. A címben zárójelben fel kellett volna tüntetni, hogy „(Selmec, Sopron, Miskolc)".

A könyv megrendelhető/megvásárolható 1000,-Ft-os áron a ME Levéltárában, az OMBKE Titkárságán és a Bakonyi Bauxitbánya Kft-nél. Postai szállítás esetén a postaköltség a megrendelőt terheli.

Dr. HORN János
(a könyvben 1586. sz. alatt szereplő bol,
bol=olajmérnök szak)

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés stb. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 25 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt cikk bármelyik nyelven benyújtható, minden esetben magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A **kéziratot** (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) **digitális formában** — lemezen vagy hálózaton keresztül — **kell benyújtani,** emellett **a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni.** Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (.rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja a javított változatot. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. **Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenn-tartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.**

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a, Cím
b, Szerző(k), postacímmel (E-mail cím)
c, Összefoglalás (angol abstract)
d, Bevezetés, előzmények
e, Módszerek
f, Adatbázis, adatkezelés
g, A téma kifejtése — megfelelő alcím alatt
h, Diszkusszió
i, Eredmények, következtetések
j, Köszönetnyilvánítás
k, Hivatkozott irodalom
l, Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok
m, Ábrák, táblázatok és fényképtáblák

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Az alcímek nem lehetnek három fokozatnál nagyobbak. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:
RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép, tábla) a tükörméretbe (130×196) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál kisebb, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, .tif, .eps, .wmf kiterjesztésekkel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési és elfogadási idejét is. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106.

Földtani Közlöny

Vol. 130. 4. 2000

Tartalom – Contents

tisza
NYOMDA KFT